



HAL
open science

**Interaction Orogenèse - Climat - Erosion en Asie
Centrale durant le Cénozoïque: L'impact de la
surrection de la chaîne du Tianshan sur le climat dans le
bassin du Junggar.**

Audrey Gallaud

► **To cite this version:**

Audrey Gallaud. Interaction Orogenèse - Climat - Erosion en Asie Centrale durant le Cénozoïque: L'impact de la surrection de la chaîne du Tianshan sur le climat dans le bassin du Junggar.. Géochimie. Université d'Orléans, 2008. Français. NNT: . tel-00361593

HAL Id: tel-00361593

<https://theses.hal.science/tel-00361593>

Submitted on 16 Feb 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET TECHNOLOGIES
INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE D'ORLÉANS

THÈSE

présentée par :

Audrey GALLAUD

soutenue le : **19 décembre 2008**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

**Interaction Orogenèse – Climat – Erosion en
Asie Centrale durant le Cénozoïque : L'impact
de la surrection de la chaîne du Tianshan sur le
climat dans le bassin du Junggar.**

THÈSE dirigée par :

Mme Elisabeth LALLIER-VERGES
M Qingchen WANG

Dir. de Recherche, CNRS ISTO Orléans
Professeur, IGG Pékin Chine

RAPPORTEURS :

M François BAUDIN
Mme Sylvie BOURQUIN

Professeur, UPMC-Paris VI
Dir. de Recherche, CNRS Rennes

JURY :

M Yan CHEN
M François BAUDIN
Mme Sylvie BOURQUIN
M Maurice PAGEL
Mme Elisabeth LALLIER-VERGES
M Qingchen WANG

Professeur, ISTO Université d'Orléans Président du jury
Professeur, UPMC- Paris VI
Ch. de Recherche, CNRS Rennes
Professeur, Université Paris XI
Dir. de Recherche, CNRS ISTO Orléans
Professeur, IGG Pékin Chine

中亚地区新生代造山运动-
气候演化-剥蚀作用之间的相互关系：
天山隆升对准格尔和塔里木盆地
气候演化的影响

*Interaction Orogenèse - Climat - Erosion en Asie Centrale
durant le Cénozoïque :*

*L'impact de la surrection de la chaîne du Tianshan sur le
climat dans le bassin du Junggar.*

Audrey GALLAUD

INTRODUCTION	9
CHAPITRE I - Contexte général	15
I. HISTOIRE GEODYNAMIQUE DU TIANSHAN	19
A. EVOLUTION DU TIANSHAN AU PALEOZOÏQUE	19
1. <i>Le modèle des Altaïdes</i>	19
2. <i>Les modèles biphasés de subduction/collision à vergence opposée</i>	20
3. <i>Le modèle biphasé de subduction/collision à vergence Sud</i>	21
4. <i>Le remplissage sédimentaire du Paléozoïque</i>	23
B. L'EVOLUTION AU COURS DU MESOZOÏQUE	23
C. LA REACTIVATION DU CENOZOÏQUE	26
D. TECTONIQUE ACTIVE	30
1. <i>Sismicité</i>	30
2. <i>GPS</i>	32
II. EVOLUTION CLIMATIQUE DANS LE XINJIANG	33
A. CLIMAT D'AUJOURD'HUI	33
1. <i>Hydrologie</i>	33
2. <i>Les courants atmosphériques</i>	35
B. PALEOCLIMATS	37
1. <i>Mousson Est-asiatique</i>	37
2. <i>Westerlies</i>	38
III. INTERACTIONS TECTONIQUE-EROSION-CLIMAT	40
A. RELATIONS TECTONIQUE COMPRESSIVE-EROSION-SEDIMENTATION	40
B. RELATIONS CLIMAT-EROSION-SEDIMENTATION	41
C. RELATIONS TECTONIQUE-CLIMAT	41
IV. LE PIEDMONT NORD DU TIANSHAN	44
A. LES STRUCTURES GEOLOGIQUES	44
B. LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE	46
C. LA STRATIGRAPHIE DU BASSIN DU JUNGGAR	47
1. <i>Les séries permiennes et mésozoïques</i>	47
2. <i>Les séries du Cénozoïque</i>	49
CHAPITRE II - Méthodes et sites d'étude	53
I. LA PYROLYSE ROCK-EVAL	55
A. PRINCIPE	55
B. METHODE	55
1. <i>Première phase</i>	55
2. <i>Deuxième phase</i>	55
3. <i>Troisième phase</i>	56
C. LES PARAMETRES ET LEUR UTILISATION	56
1. <i>Tmax</i>	57
2. <i>Carbone Organique Total « COT »</i>	57
3. <i>Indice d'Hydrogène « IH »</i>	57
4. <i>Indice d'Oxygène « IO »</i>	57
II. ANALYSES PETROGRAPHIQUES	59
A. PALYNOFACIES	59
1. <i>Principe</i>	59
2. <i>Méthode</i>	59
3. <i>Types de particules organiques</i>	59
B. MINERAUX LOURDS	63
1. <i>Principe</i>	63
2. <i>Méthode</i>	64
3. <i>Types de minéraux lourds</i>	65

III. ANALYSES GEOCHRONOLOGIQUES.....	70
A. LES TRACES DE FISSION	70
1. <i>Principe</i>	70
2. <i>Méthode</i>	70
3. <i>Stabilité des traces de fission</i>	72
B. LES COSMONUCLEIDES	74
1. <i>Principe</i>	74
2. <i>Méthode</i>	74
IV. LES SITES D'ETUDES	77
A. JINGOU HE.....	77
1. <i>Généralités</i>	77
2. <i>Magnétostratigraphie</i>	79
B. KUITUN HE.....	80
1. <i>Généralités</i>	80
2. <i>Magnétostratigraphie</i>	82
C. EBI NOR	83
1. <i>Généralités</i>	83
CHAPITRE III - Jingou He	87
I. SÉDIMENTOLOGIE.....	89
A. ANJIHAI HE FM.....	89
1. <i>Unité 1 : U1</i>	90
2. <i>Unité 2 : U2</i>	91
B. SHAWAN FM.....	92
1. <i>Unité 3 : U3</i>	92
2. <i>Unité 4 : U4</i>	93
3. <i>Unité 5 : U5</i>	95
C. TAXI HE FM.....	96
1. <i>Unité 6 : U6</i>	96
2. <i>Unité 7 : U7</i>	96
3. <i>Unité 8 : U8</i>	97
D. DUSHANZI FM.	98
1. <i>Unité 9 : U9</i>	98
2. <i>Unité 10 : U10</i>	100
3. <i>Unité 11 : U11</i>	102
E. XIYU FM.....	103
1. <i>Unité 12 : U12</i>	104
II. PYROLYSE ROCK-EVAL	108
III. PALYNOFACIES.....	110
A. DESCRIPTION DES RESULTATS	110
B. INTERPRETATION DES RESULTATS	115
C. RELATIONS INDICES D'ENVIRONNEMENTS ET LITHOLOGIE	121
1. <i>Indices d'oxydation, de couvert végétal et de développement de sols</i>	121
2. <i>Indices d'oxydation, de couvert végétal et d'environnement lacustre</i>	123
3. <i>Indices d'oxydation, de développement de sols et d'environnement lacustre</i>	123
IV. MINERAUX LOURDS.....	127
A. DESCRIPTION DES RESULTATS	127
B. INTERPRETATION DES RESULTATS	129
V. TRACES DE FISSION	134
VI. PARAMETRES MAGNETIQUES ET TAUX D'ACCUMULATION.....	136
VII. INTERPRETATION DES DONNEES.....	138

CHAPITRE IV - Kuitun He	143
I. SEDIMENTOLOGIE.....	145
A. DUSHANZI FM.	145
1. Unité 3 : U3	145
2. Unité 4 : U4	146
3. Unité 5 : U5	147
B. XIYU FM.....	149
1. Unité 6 : U6	149
II. PYROLYSE ROCK-EVAL	152
III. PALYNOFACIES.....	154
A. DESCRIPTION DES RESULTATS	154
B. INTERPRETATION DES RESULTATS	158
C. RELATIONS INDICES D'ENVIRONNEMENTS ET LITHOLOGIE	163
1. Indices d'oxydation, de couvert végétal et de développement de sols.....	163
2. Indices d'oxydation, de couvert végétal et d'environnement lacustre.....	163
3. Indices d'oxydation, de développement de sols et d'environnement lacustre.....	163
IV. MINERAUX LOURDS	168
A. DESCRIPTION DES RESULTATS	168
B. INTERPRETATION DES RESULTATS	170
V. TRACES DE FISSION	173
VI. PARAMETRES MAGNETIQUES ET TAUX D'ACCUMULATION.....	176
VII. INTERPRETATION DES DONNEES.....	178
VIII. RESULTATS PRELIMINAIRES DE L'ANALYSE DES COSMONUCLEIDES.....	181
CHAPITRE V - Ebi Nor (article)	183
CHAPITRE VI - Discussion	211
CONCLUSION et PERSPECTIVES	229
Références	237
Table des figures	251
Annexe 1 (Tables de données)	259
Annexe 2 (Article accepté - Tectonics)	293
Annexe 3 (Article soumis - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology)	343

INTRODUCTION



Au-delà des mécanismes astronomiques cycliques régulant l'exposition de la Terre au soleil (cycles de Milankovitch), certains processus de la tectonique des plaques, tels la "dérive des continents", le recyclage des sédiments, le volcanisme... jouent également un rôle majeur sur l'évolution à long terme du climat global. De même, la surrection de reliefs élevés au travers de la formation des chaînes de montagne a un impact significatif sur le climat, mais à une échelle moindre (Hay, 1996). A l'inverse, le climat agit sur la topographie par le processus de dénudation (Bonnet & Crave, 2003) et donc sur la répartition des masses rocheuses dans l'espace et le temps et a fortiori sur la déformation crustale (Flohn, 1968; Fluteau, 2003). Au final, le climat et la tectonique contrôlent ensemble, au travers de complexes actions-rétroactions, les processus d'érosion et de sédimentation.

C'est pourquoi, il est important d'essayer de comprendre les mécanismes mis en jeu dans ces interactions. Ce questionnement vient s'insérer dans une problématique plus générale de reconstitution du climat passé et de ses fluctuations naturelles dont l'objectif majeur est de reconstituer les changements d'environnement sur le continent. Ces modèles du passé peuvent aider à inférer de possibles variations environnementales futures liées au présent réchauffement climatique.

A l'heure actuelle, les études entreprises ont été essentiellement focalisées sur la chaîne himalayenne et le plateau tibétain. Elles ont ainsi démontré que :

- en Asie Centrale, l'évolution climatique a principalement été contrôlée par la géodynamique de la région;
- les moussons et le phénomène d'aridification sont augmentés dans certaines régions en fonction de leurs positions par rapport aux reliefs.

Sur la base de ces conclusions, la chaîne du Tianshan est apparue être un site d'un intérêt scientifique majeur, pour les études sur les interactions orogénèse-climat-érosion.

La chaîne du Tianshan se situe au nord du plateau tibétain, dans la région du Xinjiang (Chine, Asie Centrale). Elle s'étend de la Mongolie, à l'est, au Kazakhstan, à l'ouest, sur environ 2800 km. Sa topographie est très marquée avec des sommets à plus de 7000 m et des bassins à moins de 1000 m, notamment au nord, le Junggar et au sud, le Tarim. La structure de la chaîne résulte d'une histoire géodynamique complexe débutant au Paléozoïque et se poursuivant à l'heure actuelle, suite à la collision Inde-Asie.

Le Tianshan constitue une barrière naturelle aux circulations atmosphériques et a probablement fortement marqué l'évolution et la répartition des divers courants

atmosphériques dans la région (Moussons Est-Asiatiques, Westerlies et courants de Sibérie-Mongolie).

Aujourd'hui, le Tianshan se trouve dans une zone de convergence de ces divers courants et en raison de sa continentalité, les précipitations y sont faibles et différentes entre le nord et le sud de la chaîne. En effet, au nord, elles sont < 100 mm/an et se concentrent sur les mois de mai-juin-juillet, alors qu'au sud, elles sont encore plus faibles (< 60 mm/an).

Le réseau hydrographique s'en retrouve beaucoup plus développé sur le piedmont nord, permettant l'incision de plis d'avant-pays et la mise à nu de séries sédimentaires fluvio-lacustres cénozoïques.

D'une manière générale, les sédiments constituent un enregistrement de l'histoire géologique et climatique d'une région. A ce titre, les séries sédimentaires des piedmonts du Tianshan contiennent de fait des informations sur l'évolution des volumes érodés, des environnements de dépôts et des paysages. Dans le cas de séries fluvio-lacustres, certains problèmes peuvent rendre plus difficile l'obtention de ces informations :

- l'ambiguïté sur l'origine du matériel, qui peut-être recyclé;
- la non continuité des dépôts sédimentés sous la forme de grands cônes alluviaux;
- la faible préservation de la faune et de la flore limitant les datations des séries.

Toutefois, il a été mis en évidence depuis plusieurs années que la quantité et la qualité pétrographique et géochimique des Matières Organiques (MO) contenues dans les sédiments pouvaient permettre de reconstituer les variations paléoenvironnementales (Tyson, 1995). Meyers & Lallier-Vergès (1999) ont également montré que la MO lacustre était un bon indicateur du paléoclimat durant le Quaternaire. En ce qui concerne les sédiments fluvio-lacustres, l'altération et la dégradation de la MO doit-être prise en compte. Cependant, même les séries pauvres en MO des environnements lacustres ou avec sols, peuvent donner des informations sur les changements d'environnements (Bertrand, 1992; Noël *et al.*, 2001; Sebag *et al.*, 2006).

Ce travail s'inscrit dans un programme beaucoup plus large dont les objectifs sont de comprendre les interactions orogène-climat-érosion dans le Tianshan au cours du Néogène. Financé par le programme ECLIPSE de l'INSU puis par un projet d'ANR, ce projet a été mené en collaboration, notamment avec une forte interaction sur le terrain: avec les équipes

de l'IPGP¹, de Géosciences Montpellier² et de l'Academia Sinica de Beijing³. Au sein de l'ISTO⁴, cette thèse a été conduite dans le cadre du Projet Chine (responsable Yan Chen) du Grand Programme « Transferts Continentaux » de l'ISTO (responsable C. Di-Giovanni), sous la direction de E. Lallier-Vergès avec le co-encadrement de Pr Q.Wang. Il a donc pu profiter d'une collaboration active avec de nombreux chercheurs au travers d'études très variées concernant le paléomagnétisme des séries, la sédimentologie actuelle et ancienne des dépôts, l'analyse de la déformation et la géochronologie.

L'objectif majeur de cette thèse était de réaliser une étude sédimentologique des dépôts du piedmont nord de la chaîne du Tianshan et au travers de ces données sédimentologiques, notamment celles concernant la matière organique sédimentaire, d'apporter des indices d'évolution des environnements de dépôt à mettre en regard de l'évolution du taux de sédimentation et plus largement de l'évolution géodynamique et climatique de la région connue par ailleurs.

Pour répondre à cet objectif, une étude multidisciplinaire a été mise en place, comprenant une étude sédimentologique de terrain, des analyses de la MO et des Minéraux Lourds⁵, contenus dans les sédiments et une étude géochronologique des dépôts⁶. Ces études ont été menées sur des sédiments provenant de trois sites localisés sur le piedmont nord du Tianshan dans le bassin du Junggar, les rivières Jingou et Kuitun, appelés Jingou He et Kuitun He (He signifiant rivière en chinois) et le lac Ebi, appelé Ebi Nor (Nor voulant dire lac en langue mongole). Sur le piedmont nord, on trouve de nombreuses rivières qui incisent les plis de rampes, mettant à l'affleurement des séries cénozoïques fluvio-lacustres. Grâce à une étude antérieure (Charreau, 2005), les séries ont pu être datées par magnétostratigraphie, permettant de placer cette reconstitution paléoenvironnementale et paléoclimatique dans un cadre chronologique contraint.

Dans un premier chapitre, nous présentons le contexte général de l'objet de cette étude, c'est-à-dire la chaîne du Tianshan et sa région, son contexte géodynamique et climatique.

¹ L. Barrier, F. Métivier

² M. Jolivet, S. Dominguez, F. Graveleau, J.E. Hurtrez

³ Q. Wang, D. Zili, K. Chen, S. Peng

⁴ E. Lallier-Vergès, Y. Chen, Ch. Di-Giovanni, R. Augier, J. Charreau, C. Gumiaux

⁵ ML, Institut de Géologie et de Géophysique de l'Academia Sinica de Beijing, Q. Wang

⁶ Traces de fission, Montpellier, M. Jolivet et Cosmonucléides, ASTER, D.Bourlès

Nous proposons également un état des lieux des connaissances sur les relations entre la tectonique, le climat, l'érosion et la sédimentation.

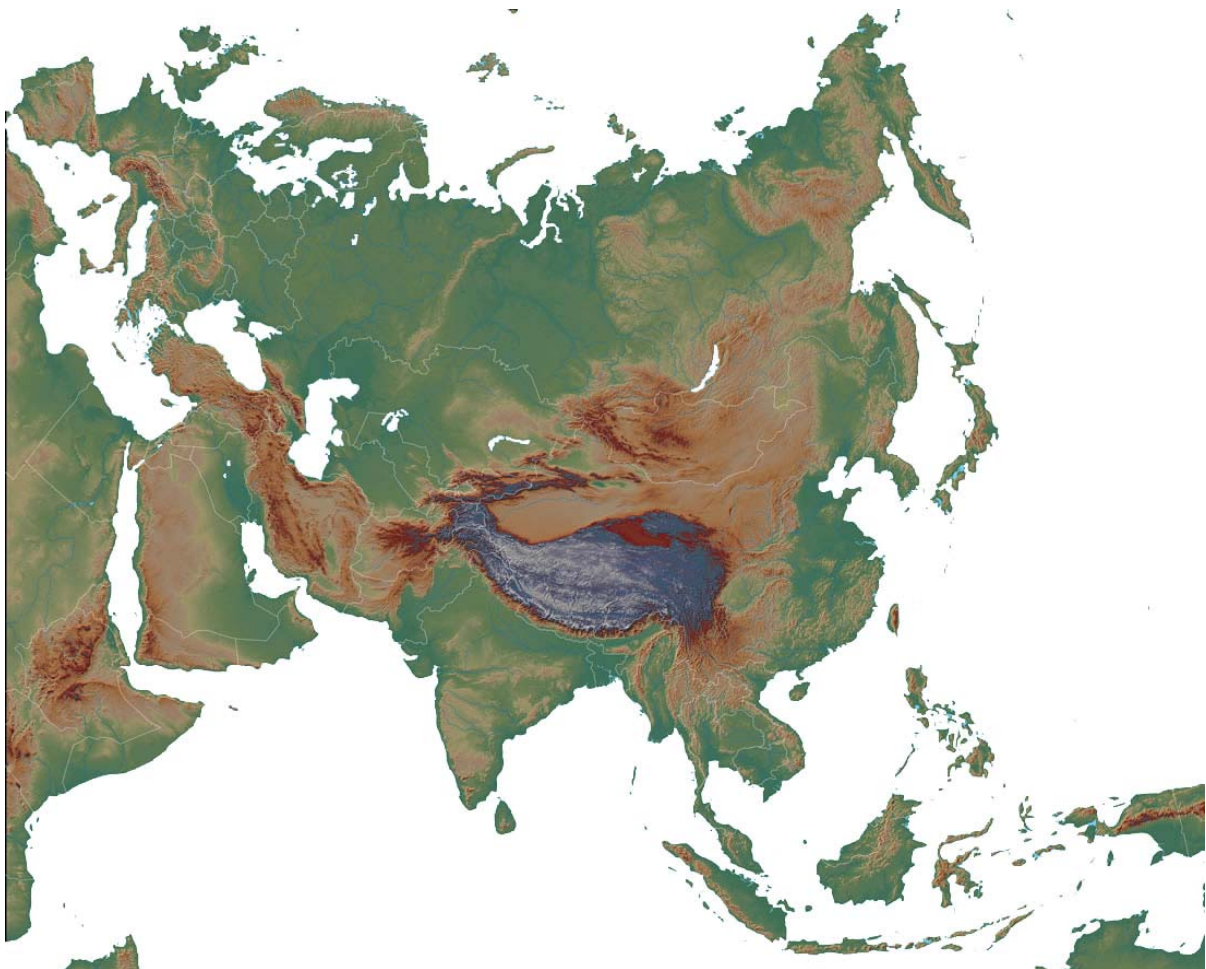
Le deuxième chapitre présente d'une part la description des différentes méthodes d'étude et d'autre part les 3 sites de l'étude.

Les trois chapitres suivants sont centrés sur la présentation et l'interprétation des résultats obtenus pour chacun des sites d'étude. Nous avons adopté une démarche chronologique, ainsi le chapitre III porte sur la Jingou He (les sédiments les plus anciens de l'étude), le chapitre IV sur la Kuitun He et enfin le chapitre V sur Ebi Nor (les sédiments les plus récents).

Le dernier chapitre correspond à une confrontation des résultats et à une discussion générale.

Enfin, nous terminons ce manuscrit de thèse par une conclusion qui s'ouvre vers des perspectives de travaux complémentaires.

CONTEXTE GENERAL



Le Xinjiang est aujourd'hui une région autonome ouïgoure de la République Populaire de Chine qui se situe dans sa partie Nord-Ouest, en Asie Centrale. Elle est la plus grande région de Chine s'étendant sur 1 646 800 km² et possédant 5400 km de frontières avec, depuis le SSW et dans le sens horaire: l'Inde, le Pakistan, l'Afghanistan, le Tadjikistan, le Kirghizistan, le Kazakhstan, la Russie et la Mongolie (fig.I.1). Cette région possède une particularité géographique remarquable puisqu'elle est la région la plus éloignée des mers dans le monde. Ainsi, par sa position géographique et malgré un climat continental, le Xinjiang est soumis à de nombreux courants atmosphériques et subit de nombreuses perturbations climatiques.



Fig.I.1 : Carte de l'Asie ainsi que des régions et provinces de la République Populaire de Chine.

La chaîne de montagne du Tianshan ou littéralement « montagnes célestes » borde le Kirghizistan et le Kazakhstan à l'Ouest puis traverse la région du Xinjiang en direction de l'Est, sur environ 2800 km, de ce fait elle divise la région en deux parties : le Xinjiang du Nord et le Xinjiang du Sud. Cette chaîne s'étend latitudinalement de 200 à 400 km avec une

partie orientale moins large que la partie occidentale. Actuellement, l'altitude moyenne du Tianshan est d'environ 2500 m (fig.I.2), cependant dans sa partie occidentale des sommets culminent à plus de 7000 m d'altitude comme le Jengish Chokusu (7439 m, Kirghizistan) et le Khan Tengri (7010 m, à la frontière entre le Kirghizistan et le Kazakhstan).

Cette chaîne de montagne sépare deux grands bassins désertiques, au Nord le Junggar et au Sud le Tarim, qui est une extension occidentale du désert de Gobi. Ces deux bassins ont une altitude inférieure à 1000 m venant contraster avec les reliefs marqués de la chaîne. En plus, de ces deux bassins limitrophes, le Tianshan se caractérise par des bassins intracontinentaux tels les bassins de Yili à l'Ouest, ou de Bayanbuluk au Centre et de Turfan à l'Est qui lui, se situe à ~150 m en dessous du niveau de la mer. La structure actuelle du Tianshan résulte d'une histoire géodynamique complexe débutant au Paléozoïque.

Cette histoire géologique ainsi que l'évolution climatique au Xinjiang seront détaillées dans les paragraphes suivants.

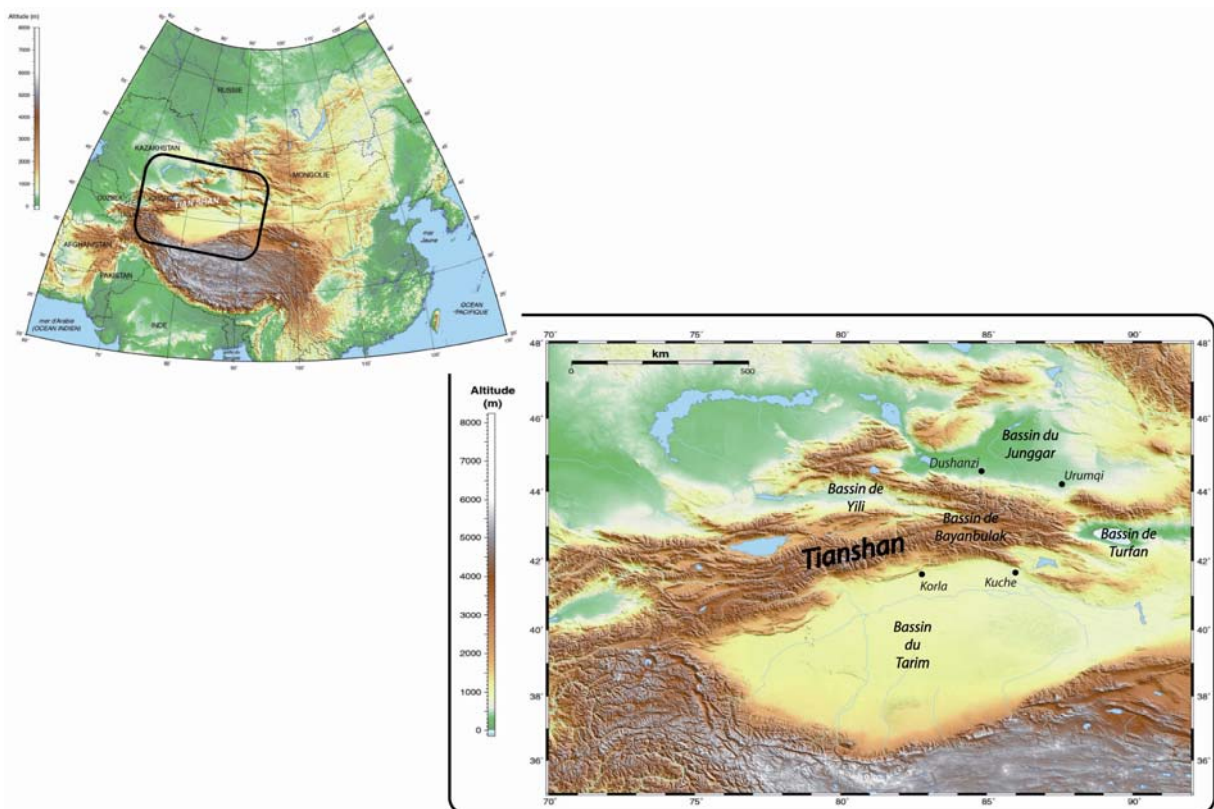


Fig.I.2 : Cartes topographiques de l'Asie et de la Région Autonome du Xinjiang. La chaîne du Tianshan et les bassins du Junggar au nord et du Tarim au sud.

I. Histoire géodynamique du Tianshan

A. Evolution du Tianshan au Paléozoïque

D'après la littérature, plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer l'histoire géologique du Tianshan durant le Paléozoïque. Tous ces modèles font intervenir des processus d'accrétion, de subduction et de collision entre différents blocs continentaux.

1. Le modèle des Altaïdes

Sengör *et al.* (1993) présentent un modèle d'accrétion et de subduction formant une vingtaine de complexes s'étendant de la mer Baltique, à l'ouest, jusqu'à la Sibérie-Mongolie, à l'est (fig.I.3). Le Tianshan correspondrait à l'un d'entre eux. Ces différents complexes proviendraient d'un seul arc magmatique et ils se seraient accrétés le long d'une zone géante d'accrétion/subduction.

Les structures complexes observées actuellement seraient ainsi dues à des décrochements de l'arc magmatique. Ce modèle est une explication globale qui n'a pas été précisément contrainte par des observations géologiques ou par des données géochronologiques.

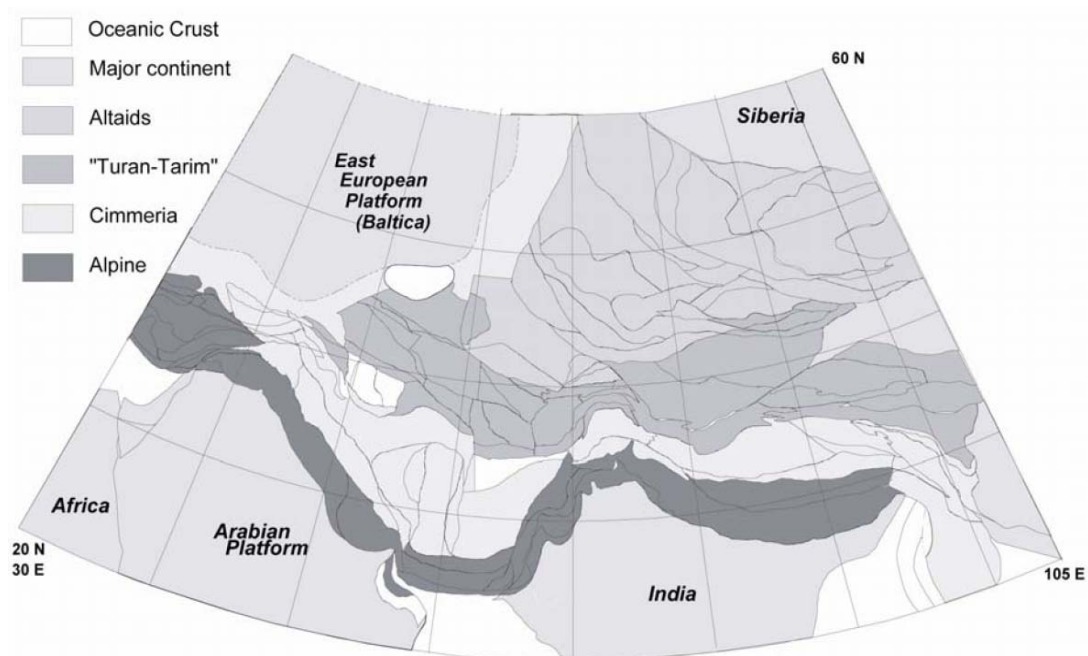


Fig.I.3 : Carte de l'Asie illustrant l'accrétion/subduction des blocs au Paléozoïque, selon le modèle de Sengör *et al.*, 1993. (Heubeck *et al.*, 2001).

2. Les modèles biphasés de subduction/collision à vergence opposée

Les modèles présentés par Windley *et al.*, 1990 et Gao *et al.*, 1998 font intervenir deux zones de subduction/collision au niveau du Tianshan, avec la formation de deux zones de sutures : la suture sud et la suture nord. Les différences entre ces modèles proviennent principalement de l'âge des subductions.

- Windley *et al.* (1990) décrivent une évolution tectonique du Tianshan chinois débutant au Dévonien et se poursuivant jusqu'à l'Actuel (fig.I.4.1). Il propose une première subduction à vergence nord durant le Dévonien, de la marge continentale passive au nord du bloc du Tarim sous la marge continentale active du Tianshan central. Cette subduction puis collision formant ainsi la suture sud. La seconde suture, au nord, est la traduction d'une subduction à vergence sud, au Carbonifère Inférieur, entre l'arc du Tianshan nord et la marge continentale active du Tianshan central.
- Le modèle présenté par Gao *et al.* en 1998 (fig.I.4.2), propose que la suture sud formée par la première subduction entre le nord du Tarim et le Tianshan central se soit produite à l'Ordovicien-Silurien Moyen. La présence d'ophiolites et de schistes bleus au niveau de cette suture traduit cette subduction de marge passive sous une marge active. La suture nord, résultant d'une collision entre la plaque du Tianshan central et la plaque du Junggar, est quant à elle, datée du Dévonien-Carbonifère. Là aussi, des ophiolites et des schistes bleus ordoviciens ainsi que des ophiolites datées du Dévonien Supérieur-Carbonifère Inférieur confirment cette hypothèse.

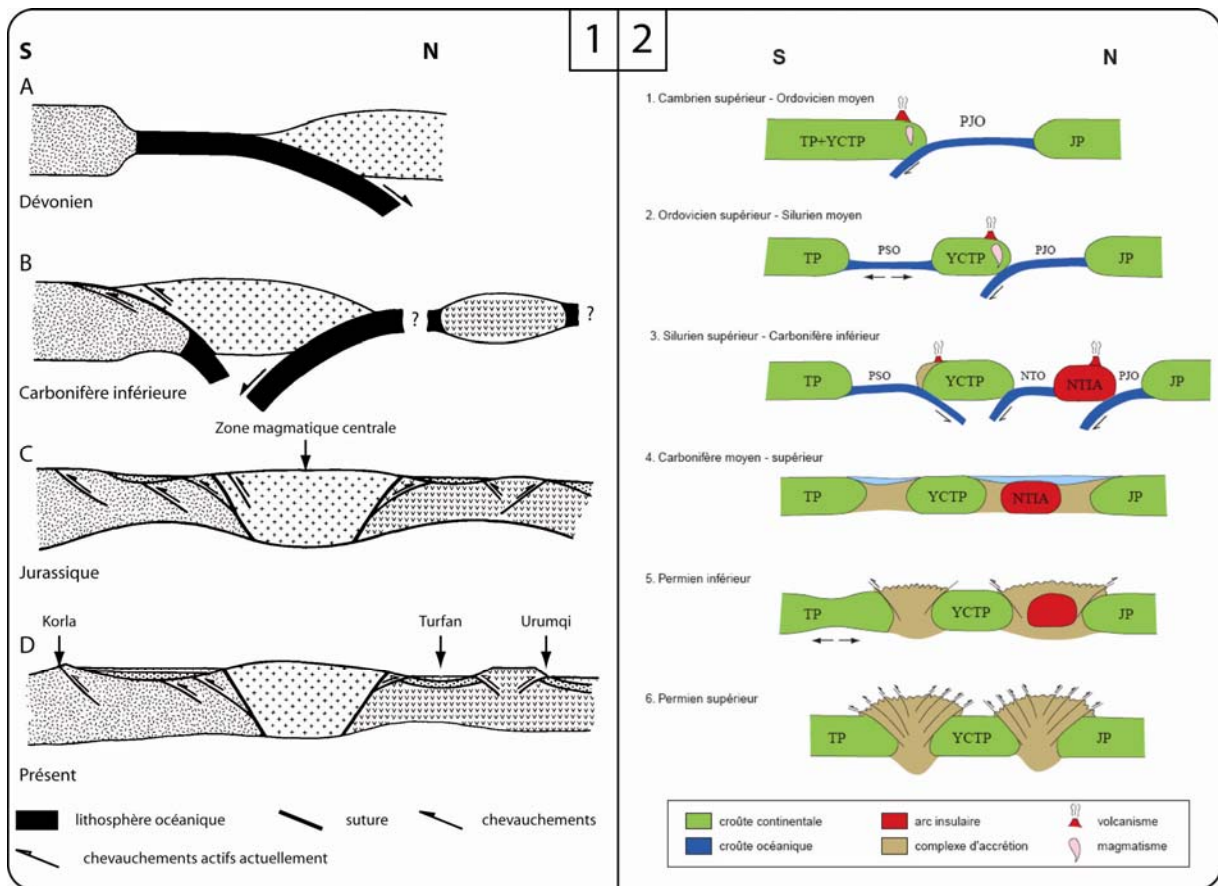


Fig.I.4 : Modèles de deux subductions à vergence opposée au Paléozoïque suivant (1) Windley *et al.* (1990) et (2) Gao *et al.* (1998).

Les deux modèles s'accordent donc sur le fait qu'il existe deux subductions à vergence opposée, mais ils suggèrent des âges différents notamment pour la zone de suture sud. Pour Windley *et al.*, 1990 et Gao *et al.*, 1998, le Tianshan est donc complètement accréte dès le Permien Inférieur.

3. Le modèle biphasé de subduction/collision à vergence Sud

Le modèle de Laurent-Charvet, 2001 (fig.I.5) met également en avant deux zones de subduction. Mais contrairement aux modèles de Windley *et al.*, 1990 et Gao *et al.*, 1998, ces subductions ont une même vergence vers le sud.

A l'Ordovicien-Silurien, une première phase se déroule avec la subduction du bassin du Tianshan nord sous le bloc du Tianshan central avec collision au cours du Dévonien. Toujours au cours du Dévonien, le bassin du Tianshan sud se ferme par obduction puis collision. Au nord, durant le Dévonien Moyen et Supérieur, l'océan du Junggar commence à

subduiter sous la marge nord du bloc du Tianshan nord. Finalement, au Carbonifère Supérieur, l'accrétion du bloc du Junggar au Tianshan nord est terminée.

Ce modèle fait donc intervenir deux subductions océaniques, avec en premier lieu celle du paléocéan du Tianshan puis celle du Junggar. La fermeture du paléocéan du Tianshan Sud proposé par Charvet *et al.*, 2007, serait due à une obduction et non à une subduction, comme l'expliquait Windley *et al.*, 1990 et Gao *et al.*, 1998.

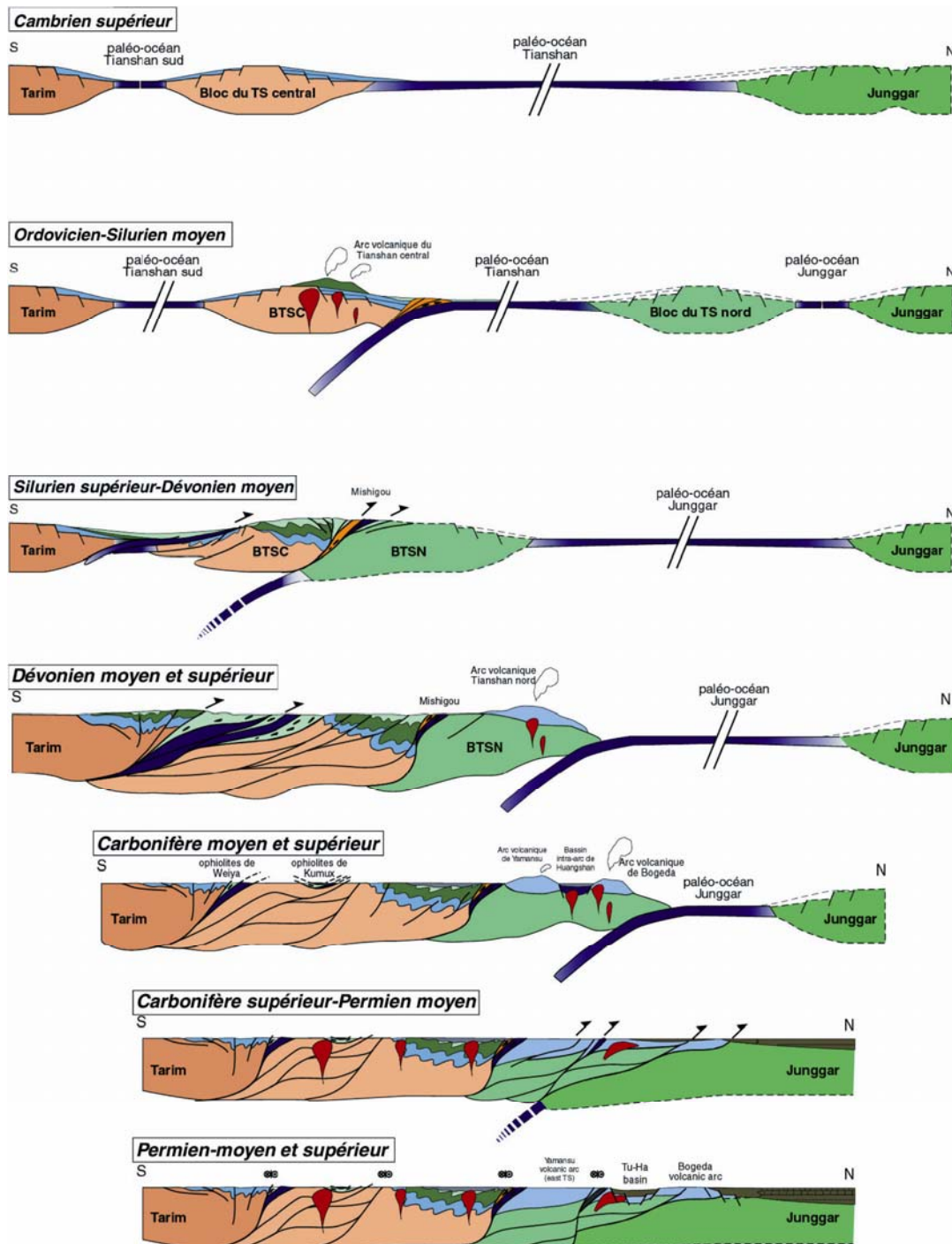


Fig.I.5 : Modèle biphasé de subduction à vergence sud d'après Laurent-Charvet (2001).

4. Le remplissage sédimentaire du Paléozoïque

Faisant suite à ces différentes phases de subduction/accrétion aboutissant au continent Eurasie dès le Carbonifère Moyen (Gao *et al.*, 1998), des bassins sédimentaires se mettent en place.

Au nord, du Carbonifère Inférieur au Permien Inférieur, la convergence crée une fosse flexurale où viennent s'accumuler au moins 200 m de sédiments de types marins et fluviaux (Carroll *et al.*, 1995). Du Permien Inférieur au Trias, Carroll *et al.*, 1998 réfutent l'hypothèse d'un rifting dans le Junggar. En effet, les séries sédimentaires continentales qu'ils observent dans le bassin flexural d'avant-pays sont incompatibles avec un tel épisode. Au contraire, pour Allen *et al.*, 1991, la présence d'intrusions ignées basaltiques dans les sédiments clastiques et lacustres du Permien Inférieur indique que cette série ne peut être celle d'un remplissage d'un bassin d'avant-pays. De plus des profils sismiques du bassin font apparaître des grabens dans les sédiments permieniens et suggèrent que cette phase de magmatisme a pu précéder et perdurer durant l'extension du Junggar. Wang *et al.* (2001) explique que le rifting serait à l'origine du plus haut flux thermique de l'histoire du Junggar ($\sim 85 \text{ mW/m}^2$).

Dans le Tarim, Allen *et al.* (1991) ne mettent pas en évidence de phénomène d'extension. Or Carroll *et al.* en 1995 affirment que les dépôts de sédiments clastiques non-marins et de roches volcaniques du Permien Inférieur témoignent d'une extension continentale du nord du bloc.

Le remplissage permien des bassins du Junggar et du Tarim comporte des grès qui contiendraient des grains de la paléo-chaîne (Carroll *et al.*, 1995). Au nord du Tarim, ces grains seraient d'origine volcanique (type rhyolitique) et ceux du Junggar seraient de type granitique.

B. L'évolution au cours du Mésozoïque

Le Mésozoïque est une période relativement calme pour le Tianshan d'un point de vue géodynamique, seuls quelques événements liés à la tectonique de convergence au sud de l'Asie viennent l'affecter (Hendrix *et al.*, 1992). Les bassins du Junggar et du Tarim accueillent une sédimentation non négligeable représentant l'enregistrement d'une subsidence du nord-ouest de la Chine.

En Asie Centrale, la tectonique reste active avec notamment au Trias, la collision entre la Qiantang et l'ensemble Tarim-Qaidam. Cette collision est synchrone de la fermeture de la mer Songpan-Ganzi (Wang *et al.*, 2000). De plus, d'après Enkin *et al.*, 1992, la fermeture de l'océan Mongole-Okhotsk progresse vers l'est durant cette période.

Au cours du Jurassique, le bloc Lhasa migre vers le nord alors que la mer Songpan-Ganzi et l'océan Mongole-Okhotsk poursuivent leur fermeture (Wang *et al.*, 2000).

Au Crétacé Inférieur, ce dernier est totalement fermé, provoquant la collision et la formation de la suture Mongole-Okhotsk (Enkin *et al.*, 1992 et Zorin, 1999). Les autres collisions se terminent et l'ensemble asiatique reste assez stable malgré le début de la migration de l'Inde vers le nord (Enkin *et al.*, 1992).

Au Crétacé Moyen, au niveau du Pamir, la Méso-Téthys se ferme puis la Téthys commence à se fermer via une subduction sous l'arc insulaire eurasiatique.

Durant toute cette période, dans le Tarim et au nord-ouest du Junggar, des dépôts clastiques du type grès et conglomérats fluviatiles viennent se déposer en discordance sur les séries paléozoïques et scellent ainsi les sutures nord et sud du Tianshan. Allen *et al.* en 1991 proposent une origine thermique pour la subsidence des bassins qui serait due à l'extension permienne, car peu de failles affectent ces sédiments. Les quelques chevauchements, à vergence sud-est affectant les sédiments triasiques et jurassiques, observés sur des profils sismiques à travers l'ouest du Junggar, sont interprétés comme le résultat de réactivations d'anciennes failles. Les onlaps continuant pendant et après ces chevauchements, ces derniers n'ont pas eu d'incidence sur la subsidence (Allen *et al.*, 1991).

La série du Crétacé est concordante avec celle du Jurassique et est représentée sur l'ensemble du Tianshan par des mudrocks de conditions oxiques, témoins d'un environnement lacustre ouvert. Le taux de sédimentation est plus faible qu'au Jurassique (Allen *et al.*, 1991).

Dans les bassins du Tarim et du Junggar, les courbes de subsidence sont concordantes et indiquent des phases d'apports de sédiments fluviatiles et grossiers plus importantes à la fin du Trias et du Jurassique, et aussi à la fin du Crétacé dans le nord du Tarim (Hendrix *et al.*, 1992). Ces événements sédimentaires coïncident avec les trois phases de collision précédemment décrites, c'est-à-dire, la collision du bloc de Qiantang à la fin du Trias, du bloc de Lhasa à la fin du Jurassique et de l'arc Dras-Kohistan à la fin du Crétacé, avec l'Asie du Sud (Hendrix *et al.*, 1992, fig.I.6).

L'observation des sédiments oligocènes en discordance sur les sédiments jurassiques et crétacés plissés, montre l'effet de la déformation due aux différentes collisions (Windley *et*

al., 1990). De plus, Hendrix *et al.*, 1994, ont déterminé, par la reconstitution de températures d'enfouissement des grès mésozoïques prélevés sur une coupe de plusieurs kilomètres de long (par analyse des traces de fission), que les profondeurs d'enfouissement de ces roches ne pouvaient correspondre aux épaisseurs stratigraphiques observées sur le terrain. Ils montrent ainsi que les séries devaient déjà être basculées vers le nord avant d'être exhumées et ceci en lien avec les collisions précédemment décrites.

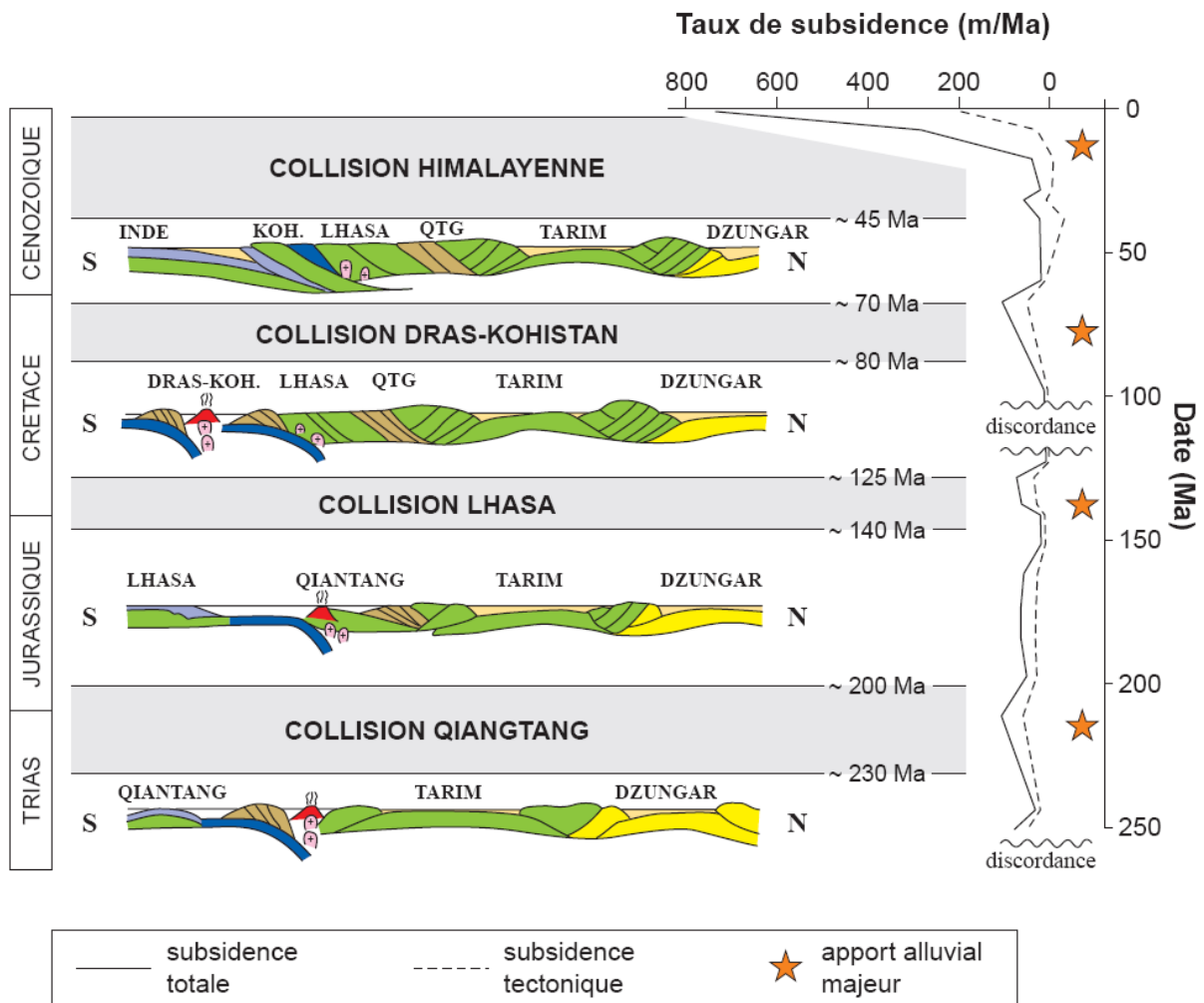


Fig.1.6 : Modèle de collision du bloc de Qiantang, du bloc de Lhasa et de l'arc Dras-Kohistan, avec l'Asie du Sud (d'après Hendrix *et al.*, 1992).

Du point de vue climatique, les séries non-marines du Mésozoïque confortent l'hypothèse de forte circulation de moussons durant le Jurassique Inférieur et Moyen (Hendrix *et al.*, 1992). A la fin du Jurassique, l'intensité de cette circulation décline en réponse à la dislocation de la Pangée.

Durant le Crétacé Inférieur, la réactivation du Tianshan influence le climat de la région du Xinjiang central. Les Paléo-vents dirigés vers le sud traversent le Tianshan et provoquent des pluies dans le nord du bassin du Tarim, alors que, dans le sud du bassin du Junggar, on voit se développer des lacs bien oxygénés.

C. La réactivation du Cénozoïque

Le taux de sédimentation décline dans le Tianshan jusqu'aux dépôts conglomératiques de l'Oligocène. Cette série sédimentaire est régionalement en discordance sur les séries antérieures, Windley *et al.*, 1990, l'interprètent alors comme un indice de l'initiation de la déformation du Tianshan induite par la collision entre l'Inde et l'Asie. L'accélération du taux de sédimentation clastique commençant au Pliocène, quant à lui peut indiquer une intensification de cette déformation.

Hendrix *et al.*, 1994, datent la réactivation du Tianshan à ~24 Ma, en réponse à la collision Inde-Asie. De nombreuses autres études (fig.I.7) sur l'Himalaya et le Tibet suggèrent qu'un rejet majeur dû au passage d'un système d'extrusion à un système d'épaississement crustal a eu lieu à la fin de l'Oligocène-début du Miocène.

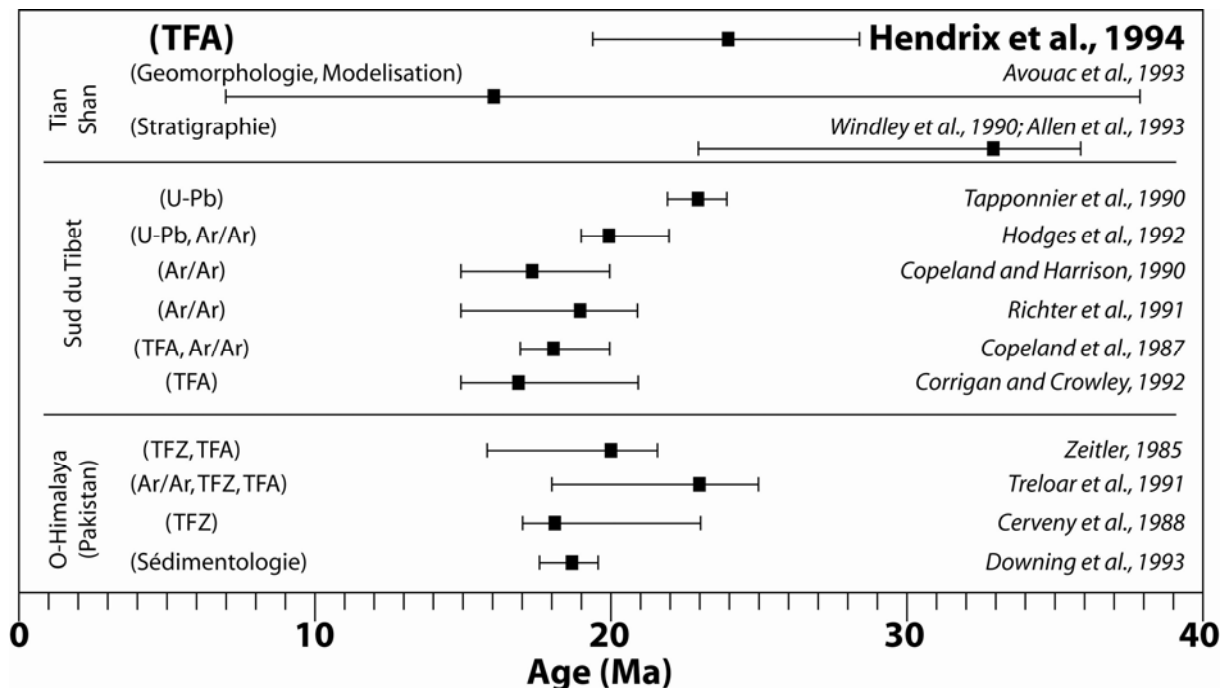


Fig.I.7 : Tableau rassemblant des données géochronologiques pour la mise en évidence d'un changement dans le régime de collision Inde-Asie, à la fin Oligocène-début Miocène (d'après Hendrix *et al.*, 1994).

Harrison *et al.*, 1992, décrivent un soulèvement du Tibet vers 20 Ma et considèrent que le Plateau Tibétain aurait atteint son altitude actuelle vers 8 Ma. De même, pour Huang *et al.*, 2006, le chevauchement au sud de la chaîne du Tianshan aurait été initié vers 20 Ma.

Métivier et Gaudemer, 1997, ont reconstruit à partir des épaisseurs et des âges de sédiments, l'histoire chronologique et spatiale du remplissage sédimentaire d'un bassin. Appliquant leur méthode aux bassins du Tarim et du Junggar, ils concluent à deux accélérations de la sédimentation (fig.I.8). La première, dans le nord du bassin du Tarim, à ~17 Ma serait la conséquence du début du raccourcissement du Tianshan. La seconde, vers 5-6 Ma, se déroulerait à une échelle plus régionale que locale, et serait due au raccourcissement engendré par la rotation du bloc du Tarim.

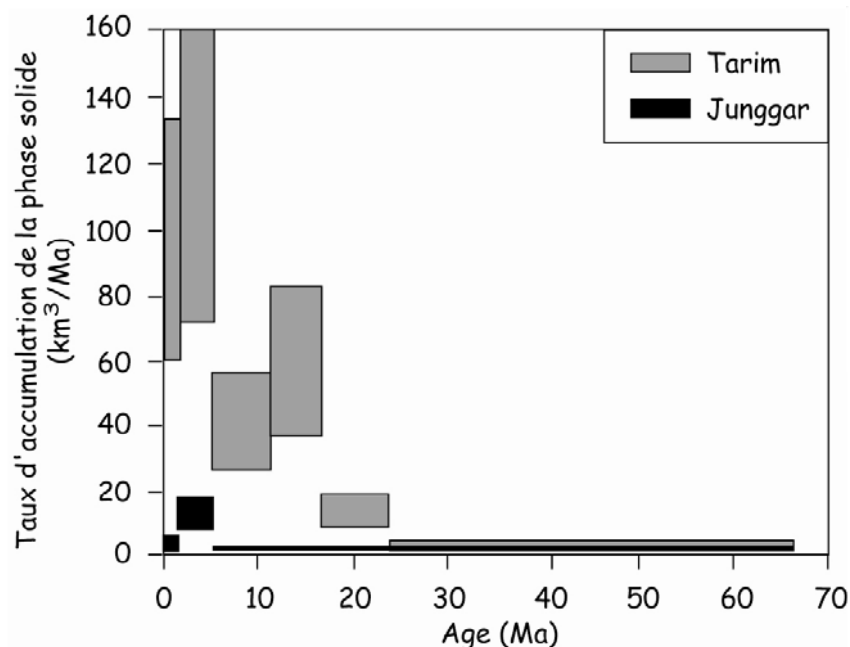


Fig.I.8 : Diagramme représentant l'évolution des taux d'accumulation des sédiments dans les bassins du Tarim (en gris) et du Junggar (en noir) (d'après Métivier et Gaudemer, 1997).

D'autres activités géodynamiques ont été décrites, notamment vers 15-16 Ma par Avouac *et al.*, 1993, qui mettent en évidence une accélération du raccourcissement dans le Tianshan. Cet événement a également été décrit par Huang *et al.*, 2006, mais ces derniers le situent légèrement plus tôt vers 16-17 Ma.

Bullen *et al.*, 2001, décrivent le début d'une exhumation rapide des roches vers 11 Ma dans le Kirgiz, à partir d'analyses de traces de fission sur apatites. De plus, l'ensemble de leurs résultats indiquent que l'exhumation a débuté à l'ouest de la chaîne des Kirgiz et s'est ensuite propagée vers l'est. De même Sobel *et al.*, 2006, déterminent la date de début de

déformation de cet orogène à ~12 Ma. Ils émettent alors l'hypothèse que depuis la fin de l'Oligocène-début du Miocène, le Tianshan a subi un raccourcissement normal puis vers 11-10 Ma, ce raccourcissement s'est accentué et différencié selon les régions, et cela en lien avec la rotation du bloc du Tarim.

Par l'étude de sédiments éoliens de diverses provenances d'Asie, An *et al.*, 2001, identifient trois périodes dans l'évolution du climat asiatique, à 9-8 Ma, 3,6-2,6 Ma et 2,6 Ma-Actuel. Sur la base d'une modélisation numérique, ils relient ces variations climatiques à des soulèvements de l'Himalaya et du Plateau Tibétain.

Huang *et al.* (2006), considèrent que l'accumulation des sédiments dans la Chine de l'Ouest s'est faite sous contrôle tectonique vers 7 Ma, et serait ainsi due à un autre uplift avec une influence plus régionale, puisque uniquement observé dans le Tianshan.

Cette intensification de l'activité géodynamique a également été démontrée par d'autres auteurs. Zheng *et al.* (2000) ont analysé des sédiments de type dépôts alluviaux au pied de la chaîne des Kunlun (Nord Tibet) qui montrent le passage d'un environnement de plaines alluviales distales à un cône proximal vers 3,5-4,5 Ma. Ce changement de faciès est accompagné par une augmentation du taux de sédimentation entre l'Oligocène Inférieur et le Pliocène Inférieur. Ils attribuent ces changements à une accélération du soulèvement du Plateau Tibétain.

Le Plateau de loess du nord de la Chine est constitué de dépôts éoliens, d'une épaisseur allant d'une dizaine de mètres à 300 m, venant d'une zone aride au nord et nord-ouest. Cette séquence comprend des niveaux de loess et paléosols représentant les derniers 2,5 Ma. Sous ces dépôts, se trouve le niveau des argiles ou "Red Clay" (Liu, 1985) qui, d'après Ding *et al.* (1998), Sun *et al.* (1998) et Guo *et al.* (2002), serait également d'origine éolienne et indiquerait un premier âge de dépôt remontant à ~7,2 Ma. De nombreuses études portant sur la lithologie, la géochimie, la granulométrie, le magnétisme...de ce niveau de "Red Clay" montrent que leur dépôt est lié aux fluctuations de l'intensité des moussons asiatiques hivernales et estivales. Au contraire, les niveaux de loess et paléosols indiquent une altération et un développement des sols et par conséquent un climat plus chaud et humide résultant d'une intensification de la mousson Est-asiatique d'été (Kukla, 1987 ; Derbyshire *et al.*, 1995 et An, 2000). Vers 2,6-2,4 Ma et 1,2-1,1 Ma, deux changements se produisent et sont enregistrés à la fois dans les sédiments par la granulométrie et le taux de sédimentation (Xiong *et al.*, 2001). En effet ces deux paramètres augmentent brutalement. Xiong *et al.*, 2001, corrèlent ces deux évènements à des changements environnementaux brutaux dus à un uplift du Plateau Tibétain, comme une fluctuation de la mousson hivernale et une

modification de la provenance des sédiments. Au contraire, Shackleton *et al.*, 1984, suggèrent que ces changements soient liés à des modifications climatiques globales.

L'étude menée par Liu *et al.*, 1996, sur des sédiments grossiers du Quaternaire des marges du Plateau de Qinghai-Xizang (Tibet), montre qu'au Pléistocène Inférieur, sous un effet de la tectonique une accumulation de molasse très épaisse appelée Xiyu et Yumen se serait produite. Ils décrivent l'environnement en place à cette époque et dans cette région comme humide et pluvieux. Au Pléistocène, des sédiments, dits de Gobi, de même nature mais d'épaisseur moindre se seraient mis en place sous un environnement aride et auraient ainsi une origine climatique. Il conclut que la transition entre ces deux environnements (humide puis aride) serait la conséquence d'une surrection du Plateau de Qinghai-Xizang vers 1 Ma qui aurait alors formé une barrière, empêchant l'arrivée de l'air humide et chaud du sud et du sud-est. Il propose de nommer cet évènement « le centre aride de l'Asie ».

Cette sédimentation quaternaire de conglomérats d'une importante épaisseur appelée Xiyu, observée dans les bassins du Junggar et du Tarim (Chen *et al.*, 1994 ; Liu *et al.*, 1996) serait pour Burchfiel *et al.*, 1999, et Fu *et al.*, 2003, un marqueur d'une phase majeure de la formation du Tianshan actuel.

Malgré de nombreuses études menées sur l'Asie Centrale et le Tianshan en particulier, les vitesses ainsi que le taux de raccourcissement durant le Cénozoïque sont encore mal connus. Seul l'Holocène et le Quaternaire paraissent être bien contraints, notamment par l'étude d'Avouac *et al.*, 1993, menée sur des escarpements de failles.

Du point de vue sédimentologique, l'âge de la réactivation cénozoïque reste encore mal établi. Ces difficultés proviennent du caractère continental des sédiments, empêchant une datation précise des dépôts et de bonnes corrélations dans les bassins. En effet seuls de rares fossiles ont été trouvés dans les sédiments, les corrélations ont souvent été établies par corrélation de faciès. Or dans les sédiments et particulièrement dans les sédiments continentaux, ces corrélations à grande échelle peuvent s'avérer incorrectes, en raison des variations latérales de faciès et des variations d'épaisseur.

Un apport de données thermochronologiques, surtout de basse température, pourrait aider à une meilleure connaissance des déformations subies par le Tianshan durant le Cénozoïque.

D. Tectonique active

1. Sismicité

Il existe peu de données sur les séismes passés dans cette région. Le seul tremblement de terre majeur recensé est celui du 3 décembre 1906 à Manas ($M \approx 8,3$) (Molnar et Deng, 1984 ; Avouac *et al.*, 1993 ; Wang *et al.*, 2004).

Les données actuelles portant sur la sismicité sont également pauvres car le réseau de géophones est restreint face à la surface de la zone. Cependant on peut voir (fig.I.9A) que la région est le lieu de nombreux séismes. La répartition de ces évènements sur les deux piedmonts du Tianshan est identique. Ceci indique une déformation active de ces zones. L'intérieur de la chaîne est également soumis à une forte sismicité, cependant on peut voir une plus forte concentration des séismes dans la partie sud-ouest du Pamir.

Les mécanismes au foyer (fig.9B, source <http://www.seismology.harvard.edu/>) déterminés montrent une tectonique en compression ayant une direction nord-sud. La majorité des évènements sont des séismes en failles inverses mais quelques uns sont des décrochements, notamment à l'intérieur de la chaîne.

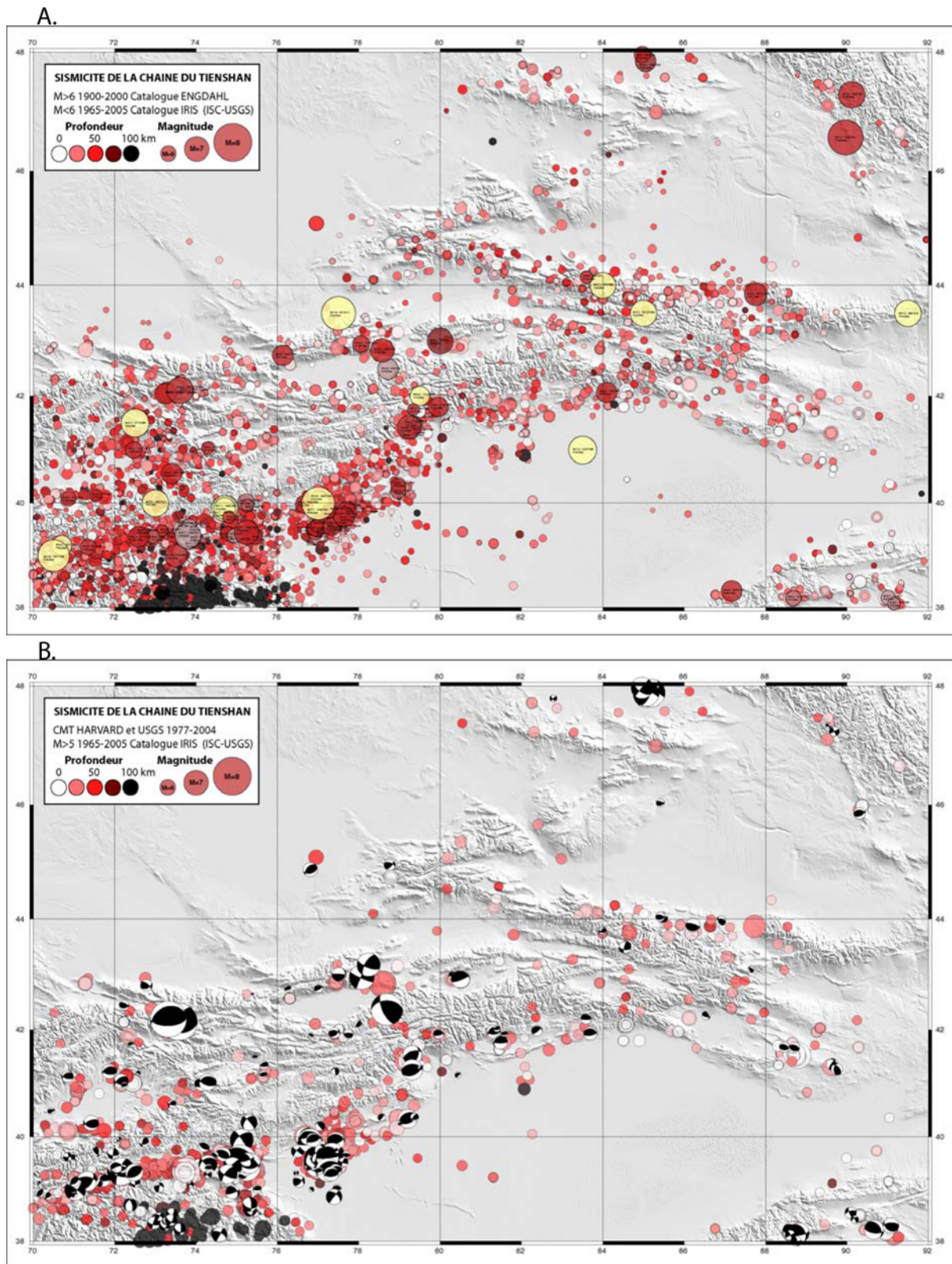


Fig.I.9 : A.) Carte de la sismicité récente du Tianshan. B.) Carte de la sismicité et des mécanismes au foyer des principaux événements (d'après Dominguez et al., en préparation).

2. GPS

A partir des mesures GPS, les vitesses de raccourcissement actuelles de la chaîne ont pu être calculées. Au travers de différentes collaborations avec des scientifiques locaux et le GeoForschungsZentrum de Postdam, Abdrakhmatov *et al.* (1996) et Reigber *et al.* (2001) ont mis en place un réseau d'environ 90 stations GPS sur l'ensemble de la chaîne. L'ensemble des données (fig.I.10) s'accordent sur des vitesses d'environ 20 mm/an dans la partie ouest du Tianshan et d'environ 6 mm/an à l'est, au niveau du Tianshan central. On peut ainsi remarquer une décroissance des vitesses calculées de l'ouest vers l'est mais également une direction de raccourcissement globalement nord-sud, en accord avec les directions obtenues par les mécanismes au foyer.

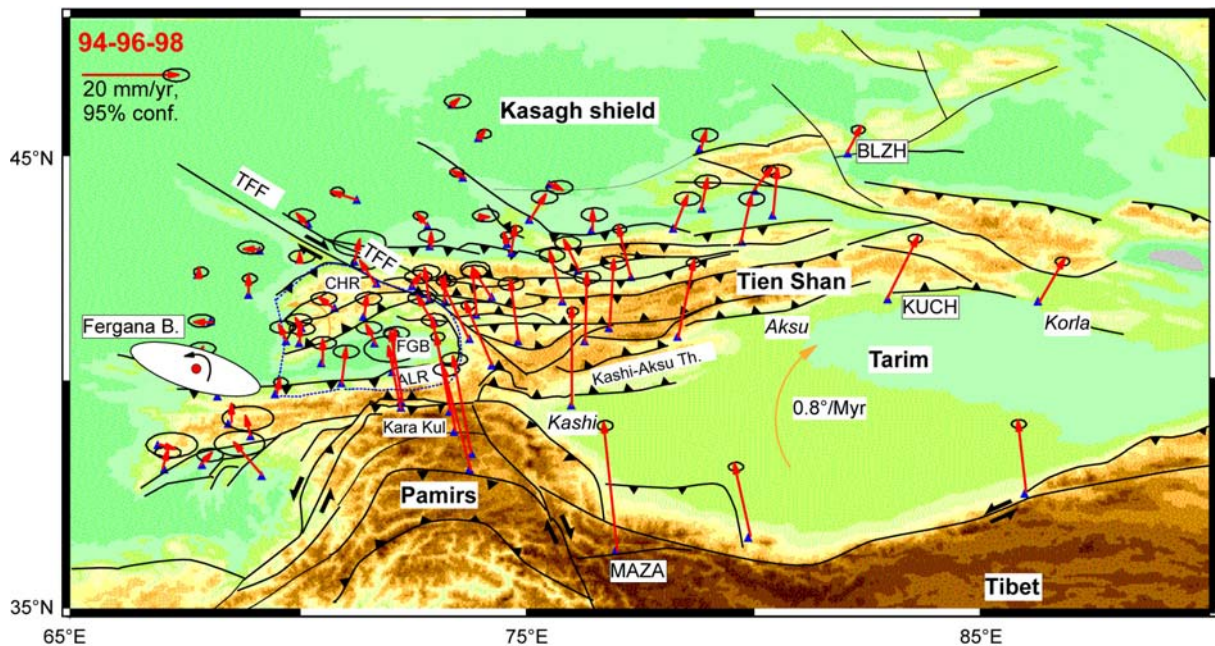


Fig.I.10 : Carte des vitesses de raccourcissement calculées à partir des études GPS (d'après Reigber *et al.*, 2001).

II. Evolution climatique dans le Xinjiang

A. Climat d'aujourd'hui

Le Tianshan et sa région le Xinjiang se trouvent au centre de l'Asie. Eloigné et séparé des océans par d'autres chaînes de montagne, le Tianshan se situe dans une zone où de nombreux courants climatiques convergent.

En effet, au sud, au-delà de la chaîne himalayenne, se situe le golfe du Bengale à ~3200 km. A l'est, la mer Jaune est à ~3000 km, au-delà des reliefs de la Chine de l'Est. Enfin, au nord on trouve la mer de Karan à ~3200 km. Le Tianshan a donc une position géographique très continentale.

Le bassin du Junggar est limité par la chaîne du Tianshan au sud, le Dzungarskiy Alatau au nord-ouest et l'Altaï au nord-est. Son climat est aujourd'hui de type désertique à steppique et la flore est principalement constituée d'arborescences.

Le Tarim ou désert de Taklamakan en langue ouïghour signifie « là d'où l'on ne revient pas... ». Ce désert se trouve au milieu de différentes chaînes : au nord le Tianshan, à l'est le Qilianshan, au sud le Kunlun et à l'ouest le Pamir.

1. Hydrologie

Du fait de sa continentalité, le climat est marqué, avec de forts contrastes entre la saison chaude et la saison froide mais également entre le jour et la nuit. De par l'existence de barrières telles que l'Himalaya et les reliefs de l'est, les précipitations moyennes annuelles sont différentes entre le nord et le sud de la chaîne, entre les bassins désertiques du Junggar et du Tarim.

La figure I.11 représente un ensemble de données diffusées par l'UCAR (University Corporation for Atmospheric Research - Boulder, Colorado, USA) et par l'Institute of Atmospheric Physics (Chinese Academy of Sciences – Beijing, Chine). Ces données de précipitations, sur les piedmonts Nord et Sud du Tianshan, sont obtenues à partir d'observations de surface sur la période allant de 1951 à 1990. Cependant, ces précipitations sont celles enregistrées dans les villes et non dans les régions plus montagneuses de la chaîne. Les précipitations moyennes enregistrées dans le Junggar sont inférieures à 100 mm/an (fig.I.11). L'isolation du Tarim par les chaînes de montagnes lui confère un climat plus aride avec très peu de précipitations (fig.I.11).

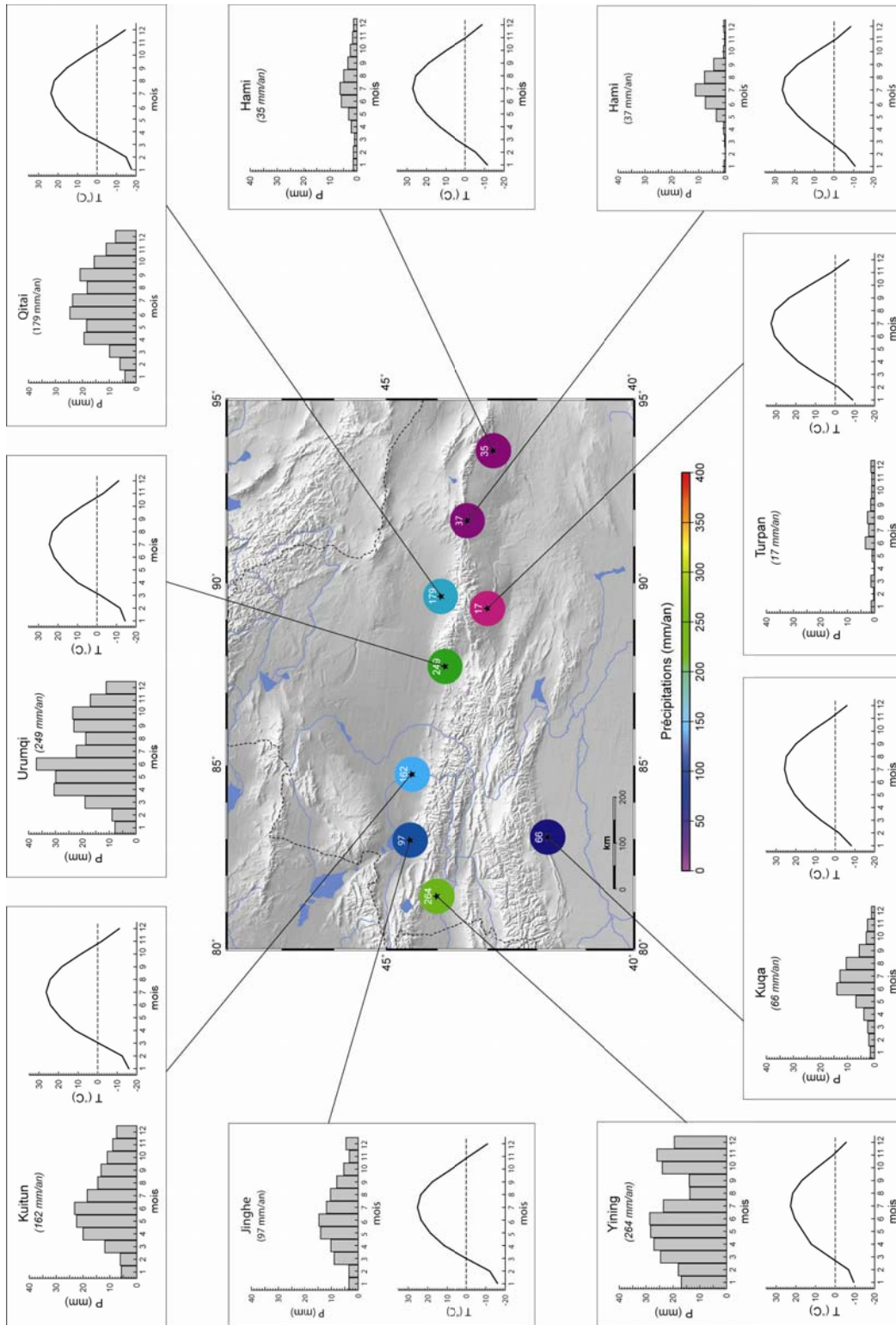


Fig.I.11 : Ensemble de données diffusé par l'U.C.A.R., montrant l'évolution au cours d'une année, des précipitations et des températures de 9 villes de la région autonome du Xinjiang (d'après Poisson, 2002).

2. Les courants atmosphériques

Sur le continent asiatique différents courants atmosphériques sont observés et peuvent ainsi provoquer des précipitations.

- Vents d'Ouest ou Westerlies

Les Vents d'Ouest sont les principaux courants aux moyennes latitudes, entre 30 et 60 degrés. Ils soufflent des zones de hautes pressions dites « des calmes tropicaux » vers les pôles (fig.I.12 à I.14). Dans l'Hémisphère Nord, ces vents proviennent principalement du sud-ouest et apportent les précipitations d'automne et d'hiver.

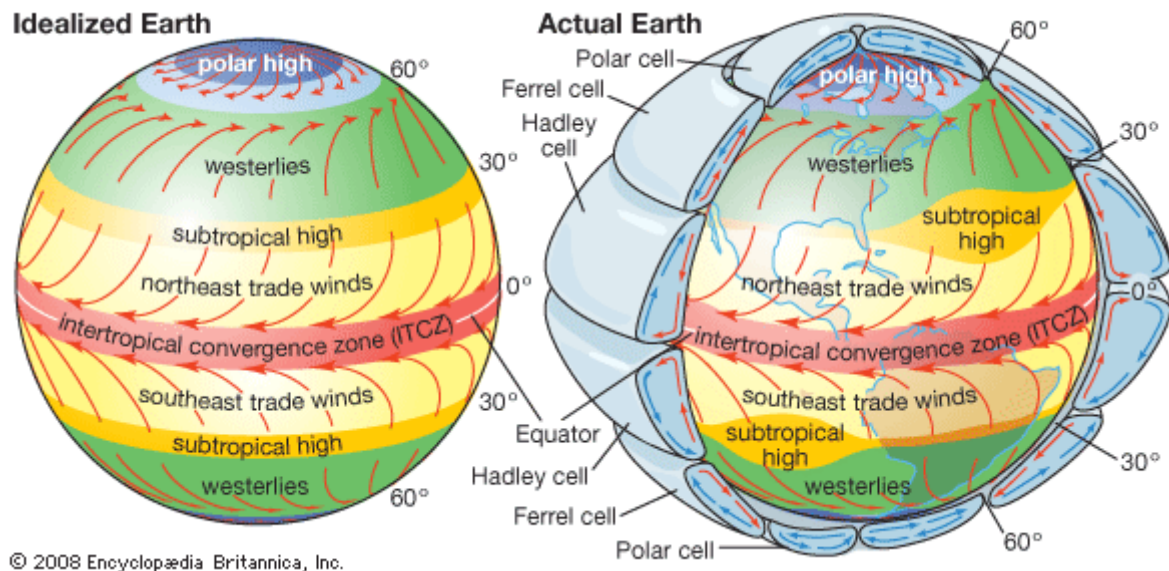


Fig.I.12 : Planisphère montrant la direction des Vents d'Ouest ou Westerlies, dans les hémisphères nord et sud (<http://www.britannica.com>).

- Cellule de Haute Pression de Sibérie-Mongolie

Ce sont des zones de hautes pressions d'air froid à très froid qui s'accumulent au dessus des terres eurasiennes durant une bonne partie de l'année. En hiver, quand la température au centre de la cellule est en dessous de $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, cette zone atteint sa taille et sa pression maximale. La pression est alors au dessus de 1040 hPa. Cette cellule est la plus forte zone de Haute Pression de l'Hémisphère Nord et elle est responsable des températures les plus basses ($-67,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, le 15/01/1985 à Verkhoyansk) et des plus hautes pressions (1083,8 hPa, le 31/12/1968 à Agata, Sibérie).

D'après la carte proposée par Vandenberghe *et al.* (2006) (fig.I.13), on peut voir la position actuelle de la cellule des Hautes Pressions Sibériennes ainsi que la limite supérieure des Westerlies. On peut ainsi observer que ces deux courants jouent un rôle sur le climat actuel observé au Tianshan.

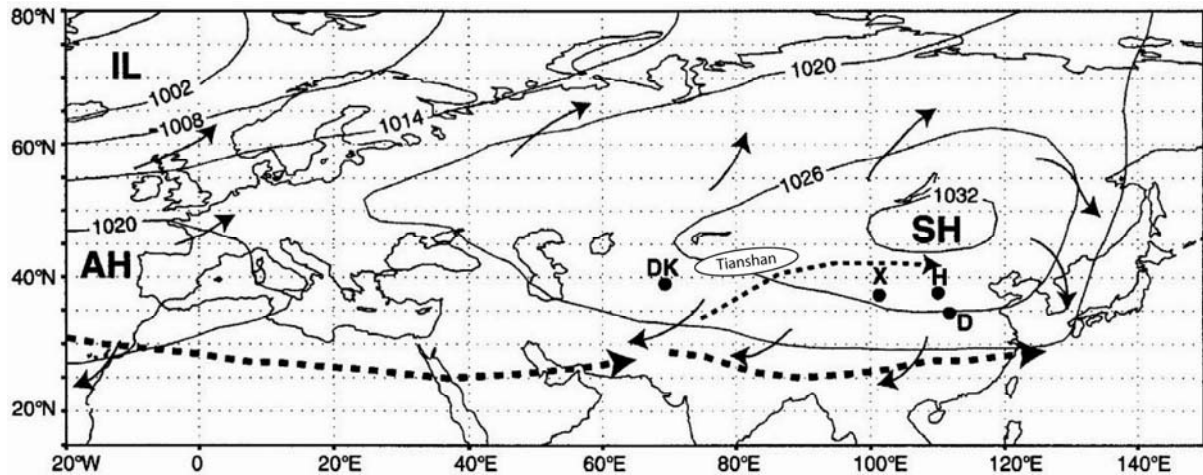


Fig.I.13 : Carte montrant les circulations atmosphériques actuelles en janvier et la localisation du Tianshan. Les lignes pleines représentent les isobares (en hPa), les flèches les directions des vents, les lignes en tirets la position moyenne du niveau supérieur du courant des Westerlies (en accord avec Barry & Chorley, 1992; Lutgens & Tarbuck, 2001). SH = Siberian High, IL = Icelandic Low, AH = Azores High (d'après Vandenberghe *et al.* 2006).

- Moussons Est-asiatiques

Ces moussons agissent plutôt sur les parties sud et est de l'Asie comme le montre la carte de Sun *et al.* (2008) (fig.I.14). Cependant, la mousson Est-asiatique peut engendrer quelques précipitations l'été, sur le Tianshan oriental. Cette mousson est composée d'une mousson hivernale dominante, froide et sèche, et d'une mousson estivale, chaude et humide. Son évolution est due aux variations orbitales des radiations solaires reçues par la surface terrestre ainsi qu'aux changements des conditions aux limites (Prell & Kutzbach, 1987). Elle est également affectée par le système climatique global.

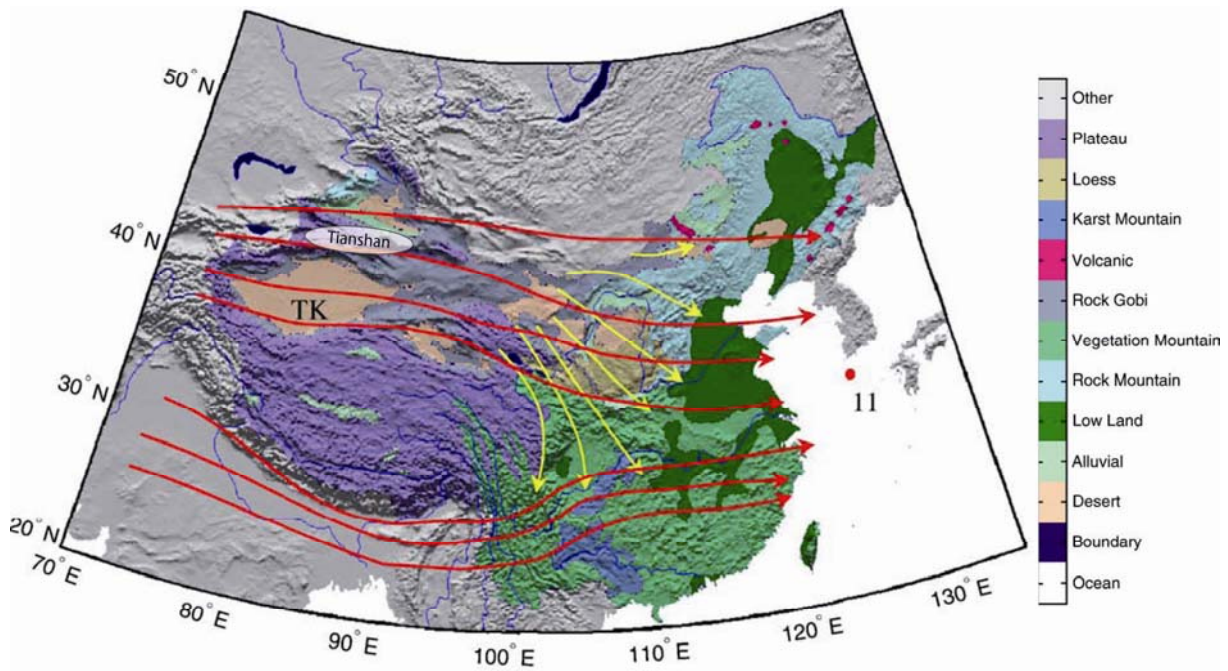


Fig.I.14 : Carte topographique avec la projection des environnements géologiques, les circulations atmosphériques hivernales en Chine du Nord et la localisation de la chaîne du Tianshan. Les flèches indiquent les chemins des Westerlies et les flèches jaunes ceux de la mousson hivernale Est-asiatique (d'après Sun *et al.*, 2008).

B. Paléoclimats

1. Mousson Est-asiatique

An *et al.* (2001) ont étudié des sédiments de diverses natures et provenances : des sédiments éoliens de Chine (Sun *et al.*, 1997-1998), des sédiments marins de l'océan Indien (Prell *et al.*, 1992 ; Kroon *et al.*, 1991) et de l'océan Pacifique Nord (Rea *et al.*, 1998), afin de retracer l'évolution des climats asiatiques. Ils ont ainsi pu mettre en évidence 3 évènements majeurs :

- vers 9-8 Ma, une intensification de l'aridité dans l'intérieur de l'Asie et un début des moussons indienne et Est-asiatique.
- il y a 2.6-3.6 Ma, une intensification des moussons estivales et hivernales Est-asiatiques, accompagnée par une augmentation de la quantité de poussières transportées vers l'océan Nord-pacifique (An *et al.*, 2000). Une étude antérieure, menée par An *et al.* (2000) avaient montré que la mousson Est-asiatique se serait mise en place il y a 7,2 Ma. Ils démontraient que l'uplift du Plateau Tibétain avait également eu un effet notable sur l'évolution de la mousson estivale. Au contraire, l'évolution à long-terme de la mousson hivernale serait liée au volume global des glaces.

- il y a 2,6 Ma, une plus forte variabilité et un possible affaiblissement des moussons estivales indienne et Est-asiatique. Au contraire, la mousson hivernale Est-asiatique se serait renforcée. Une modélisation climatique prenant en compte l'élévation des reliefs a permis de conforter les modifications climatiques observées. En effet, An *et al.* (2001) proposent que l'uplift du Plateau Tibétain et la glaciation de l'hémisphère nord soient des origines possibles de l'évolution des moussons asiatiques. Ce renforcement de la mousson Est-asiatique hivernale et ses origines sont également observés par Qiang *et al.* (2001).

Jiang et Ding (2008) ont quant à eux mené une étude palynologique sur des sédiments fluvio-lacustres du Néogène du piedmont est des montagnes Liupan (de la région autonome de Ningxia aux provinces de Gansu et Shaanxi) afin de retracer l'évolution générale de la mousson estivale Est-asiatique. Ils démontrent que l'intensité de cette mousson tend à diminuer. En effet, de ~20 à ~14 Ma elle est forte, puis diminue de ~14 à ~11 Ma pour enfin être faible depuis ~11 Ma. Eux aussi relient cet affaiblissement de la mousson estivale Est-asiatique au refroidissement global et à l'expansion des glaces.

2. Westerlies

Selon Vandenberghe *et al.* (2006), le rôle des Westerlies a été sous-estimé en Asie Centrale et de l'est. Mise en évidence par la granulométrie des lœss et les modélisations, ces régions ont été influencées à la fois par les moussons mais également par les Westerlies. Ces vents transportent des grains fins sur de longues distances contrairement aux Hautes Pressions Sibériennes, qui transportent des grains moyens à grossiers. Au niveau du Plateau nord tibétain, zone de rencontre entre les Westerlies et les moussons, l'effet de ces dernières semble être enregistré dans les sédiments en période interglaciaire alors que l'effet des Westerlies semble, quant à lui, observé lors des périodes glaciaires, avec une pénétration plus forte vers l'est.

A partir d'études de la granulométrie de 4 sections de lœss, du Plateau de lœss central chinois, Sun *et al.* (2008) montrent que les circulations des moussons et des Westerlies faiblissent de 7,6 à 5,2 Ma. Cette baisse fait suite à l'accumulation de sédiments éoliens à ~7,6 Ma qui marquent probablement la mise en place des moussons, ce qui confirme l'étude menée par An *et al.*, 2000. Ensuite, de 5,2 Ma à l'Actuel, les circulations des Westerlies se renforcent. Ces résultats ont été comparés, et confortés grâce à ceux obtenus sur des sédiments marins profonds et suggèrent que ce renforcement est associé au développement global des glaces à la fin du Cénozoïque. Cependant depuis 600 000 ans l'intensité des

Westerlies faiblit. Ces variations et cette diminution de l'intensité depuis 600 000 ans sont interprétées par Sun *et al.* (2008) comme la conséquence d'un uplift du Plateau Tibétain. De même l'intensité diminue de l'Ouest vers l'Est à travers le Plateau de lœss et cela en lien avec la topographie du Plateau Tibétain.

III. Interactions tectonique-érosion-climat

L'enregistrement sédimentaire est le résultat de l'interaction entre l'apport en sédiments, qui peuvent être remaniés par des processus physiques, chimiques et biologiques, et l'espace d'accommodation, qui correspond au volume total disponible pour accumuler les sédiments dans un bassin. Cet espace est compris entre le substratum du bassin et un niveau de base qui sépare les domaines en érosion de ceux en sédimentation. Ce niveau de base est différent suivant le domaine dans lequel on se trouve, en domaine marin, il est confondu avec le niveau de la mer (Posamentier *et al.*, 1988) alors qu'en domaine continental il correspondrait au niveau des lacs (Debarre, 2000). L'espace d'accommodation est contrôlé par des processus externes tels que le changement de ce niveau de base, le climat, les mouvements tectoniques, l'activité volcanique, la compaction et le taux de subsidence à long-terme (Reading & Levell, 1996).

A. Relations tectonique compressive-érosion-sédimentation

Comme cela a été montré dans la partie "histoire géodynamique du Tianshan", la tectonique régionale est de type subduction-collision donc compressive. C'est pour cela que nous ne prendrons en compte dans ce paragraphe que les interactions entre les systèmes compressifs, l'érosion et la sédimentation.

L'activité tectonique génère des reliefs topographiques contrôlant les processus de surface qui agissent sur l'érosion, le système de drainage, les dépôts sédimentaires et le climat local. Elle influence donc la quantité et la granulométrie des sédiments détritiques dans le bassin (Bourquin *et al.*, 1998). D'après Einsele (1992), plus un relief est haut plus la quantité et la granulométrie des sédiments dans le bassin adjacent sont élevées. Les sources sédimentaires d'un bassin d'avant-pays sont les chaînes de montagnes et les structures chevauchantes. Les pentes et le drainage des sources caractérisent la forme et la taille des bassins versants. A l'exutoire de ces bassins versants, les rivières déposent leur charge sédimentaire sous la forme de cônes alluviaux, en domaine continental.

L'érosion, le transport et la sédimentation provoquent en retour un transfert de masse à travers la chaîne modifiant l'équilibre dynamique des orogènes. Il est maintenant admis que l'érosion et la sédimentation jouent un rôle sur les structures compressives (Beaumont *et al.*, 1992 ; Avouac et Burov, 1996) mais également sur leur géométrie et leur cinématique (Davis *et al.*, 1983 ; Morley, 1988).

B. Relations climat-érosion-sédimentation

Le climat agit sur l'érosion, le transport et la sédimentation via deux facteurs principaux : la température et les précipitations, et secondairement par les vents. En plus de regarder les valeurs moyennes de ces deux facteurs, il faut également prendre en compte les fluctuations, i.e. la fréquence et l'amplitude des événements.

A l'origine du climat, on trouve les radiations solaires, la rotation de la terre et la répartition des masses continentales et océaniques. L'interaction entre ces trois facteurs permet la mise en place des circulations atmosphériques et la cartographie des zones morphoclimatiques. Cette classification est basée sur les valeurs de température annuelle moyenne, de précipitation annuelle moyenne, du nombre moyen de mois secs (précipitation <50 mm) et sur la température moyenne des mois les plus chauds (Tricart et Cailleux, 1972). Malheureusement, cette distribution climatique ne prend pas en compte les zones montagneuses qui jouent un rôle de barrière orographique et où il existe une zonalité altitudinale du climat.

Cependant on peut dire que le climat est un des principaux facteurs contrôlant les faciès sédimentaires. En effet, la température influence la flore et la faune et les dépôts de certaines formations comme les évaporites, les paléosols, les alluvions glaciaires. Les précipitations jouent également sur la mise en place des dunes éoliennes, des argiles, des systèmes fluviaux, des lacs mais aussi des évaporites, des paléosols, de la faune et de la flore (Reading & Levell, 1996).

Le climat gouverne aussi la production de sédiments. Sous climat constant et humide la végétation se développe ainsi que les sols, minimisant l'effet de l'érosion et favorisant une sédimentation fine. Au contraire, sous un climat contrasté, le volume sédimentaire délivré est plus élevé et plus grossier car l'absence de végétation favorise l'érosion et la formation de rivières.

C. Relations tectonique-climat

Nous ne nous intéresserons ici qu'aux effets directs de la tectonique sur le climat et non aux effets indirects liés à l'activité volcanique et au dégazage de CO₂ par exemple.

Les effets de la tectonique sur le climat sont divers et se font à plusieurs échelles, temporelle et géographique. Selon Hay (1996), la modification de la distribution continent-océan due à la dérive des continents affecte le climat à grande échelle et de façon graduelle. De même, l'ouverture ou la fermeture de passages entre les océans due à cette dérive,

s'effectuent en quelques millions d'années et provoqueraient des modifications brutales du climat se maintenant sur plusieurs millions d'années.

L'autre processus tectonique est le soulèvement ou uplift, soit de chaînes de montagnes soit de plateaux, avec augmentation du niveau topographique d'équilibre. Les changements des circulations d'air au dessus de ces structures auraient un impact fort sur le climat local et un plus faible à l'échelle globale.

Le rôle du climat sur la tectonique se fait par l'intermédiaire du taux de dénudation. En effet, une chute de ce taux de dénudation entraîne une augmentation du niveau topographique d'équilibre, sans qu'il y ait un processus tectonique à l'origine (Bonnet et Crave, 2003). Pour différencier ces deux types d'élévation topographique, Bonnet et Crave suggèrent de regarder la dynamique du flux sédimentaire

Ainsi, l'ensemble des processus, climat, tectonique, érosion et sédimentation interagissent (fig.I.15) afin de contrôler l'évolution d'une chaîne de montagne au sens large (Graveleau & Dominguez, 2008).

Malgré les rôles connus de chacun de ces agents, des questions se posent encore et notamment au sujet du refroidissement cénozoïque. Est-ce un uplift tectonique qui a bouleversé le climat ou est-ce le climat qui a créé l'illusion d'un uplift ? (Hay *et al.*, 2002). Comme l'avait souligné Hay dans son article de 1996, le climat donne l'impression d'un uplift via la diminution du taux de dénudation. Or Hay *et al.* (2002) et Molnar (2003) observent une augmentation globale des taux d'accumulation des sédiments. Ces élévations peuvent être expliquées différemment selon la localisation des centres de dépôts : en milieu offshore, une modification du niveau marin et pour les hautes latitudes et quelques lieux de hautes altitudes, une glaciation. Cependant pour les autres sites géographiques ces processus ne peuvent être les causes. L'explication donnée alors par Molnar (2003) serait une augmentation de l'amplitude et de la fréquence des changements climatiques à la fin du Cénozoïque. Celle-ci aurait ainsi maintenu un déséquilibre dans les processus érosifs, qui tentaient de s'équilibrer avec les nouvelles conditions. Ces explications ont également été émises par d'autres auteurs tels que Bull (1991), Donnelly (1982), Overeem *et al.* (2001), Zhang *et al.* (2001).

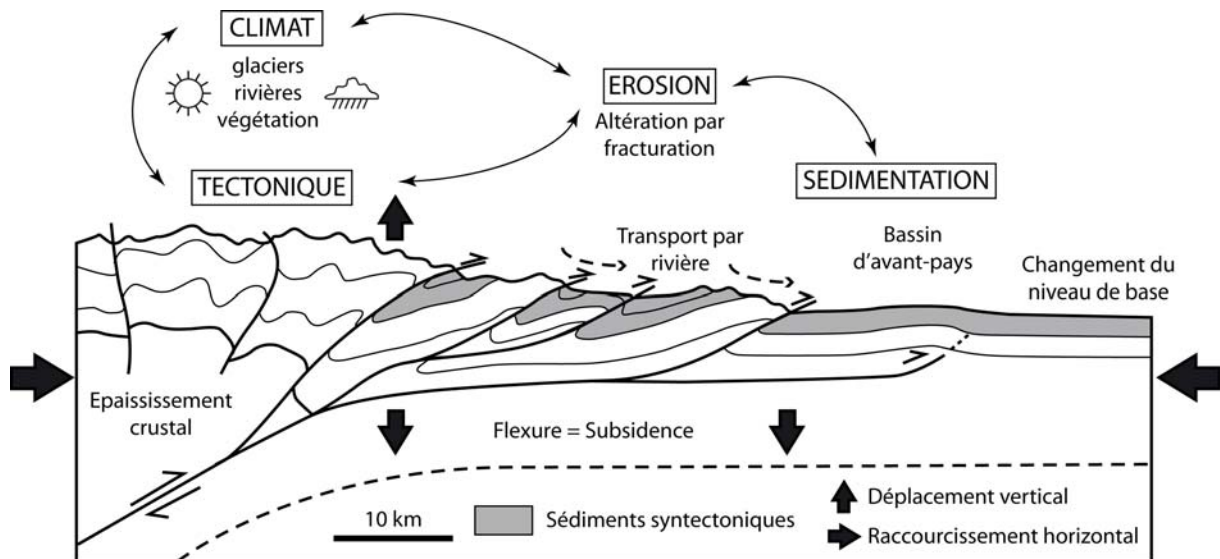


Fig.I.15. : Figure représentant une section d'un piedmont montagneux et les interactions entre le climat, la tectonique, l'érosion et la sédimentation (d'après Graveleau & Dominguez, 2008).

Il apparaît donc bien établi que le climat, la tectonique et l'érosion interagissent entre eux mais les processus responsables et leurs importances relatives restent cependant mal identifiés ainsi que leurs méthodes de reconnaissance qui sont encore en nombre trop restreint.

IV. Le piedmont Nord du Tianshan

A. Les structures géologiques

Le Tianshan sépare deux grands bassins endoréiques, au sud le Tarim et au nord le Junggar. Cette chaîne s'est formée par l'activation ou réactivation de chevauchements dans les sédiments mésozoïques. Les sédiments méso- et cénozoïques ont ainsi été plissés en une série d'anticlinaux et de synclinaux d'axe est-ouest (Molnar *et al.*, 1994).

Au sud du bassin du Junggar, le nord Tianshan peut se décomposer en deux parties, à l'est la chaîne du Bogdashan et au centre la chaîne du Borohoroshan. Sur le flanc nord de cette dernière se sont donc développés ces plis, anticlinaux de rampes durant le Cénozoïque. Ces anticlinaux s'alignent sur trois rangées, comme représentés sur la figure I.16 suivante, s'étendant sur environ 300 km le long du flanc nord du Tianshan. La rangée de plis la plus proche de la chaîne (A0) met à l'affleurement les roches les plus anciennes, du Jurassique mais parfois on trouve des roches paléozoïques, des sédiments et roches volcaniques et quelques intrusions (Avouac *et al.*, 1993, Burchfiel *et al.*, 1999, Feng *et al.*, 1991). Plus les plis sont éloignés de la chaîne plus les âges des roches déformées sont récents. En effet, la deuxième rangée, qui s'étend sur ~150 km et se situe environ 30 km plus au nord, et constituée des plis A1 à A4, permet d'observer des sédiments crétacés en leur cœur. La dernière série de plis (A5 à A7) s'étend sur environ 75 km entre les villes de Shawan et de Dushanzi, est quant à elle composée de sédiments néogènes et quaternaires.

La géométrie de ces plis dits de propagation varie mais dans l'ensemble, le chevauchement à vergence sud se situe sur le flanc nord des plis et selon le degré d'évolution des structures, ces rampes atteignent ou non la surface.

L'ensemble de ces plis indiquent que la propagation de la déformation s'est faite vers le nord, en s'éloignant de la chaîne du Borohoroshan et cela, durant la fin du Cénozoïque. De plus, l'étude de ces plis par Avouac *et al.* (1993) montre que la zone de décollement des plis A1 à A3 serait liée à des couches fragiles du Crétacé Inférieur alors que celle des plis A5 à A7 serait moins profonde et plus récente, probablement à la base du Néogène.

Deux plis en particulier intéressent cette étude, ce sont les plis A3 et A7. En effet ces plis sont incisés par deux rivières la Jingou He et la Kuitun He respectivement et correspondent à deux des trois sites d'études. Le pli A3 est appelé l'anticlinal de Huo'erguosi et le pli A7 celui de Dushanzi. Ces plis mettent à l'affleurement les sédiments néogènes

étudiés dans cette thèse. La stratigraphie précise de ce bassin est développée dans les paragraphes suivants.

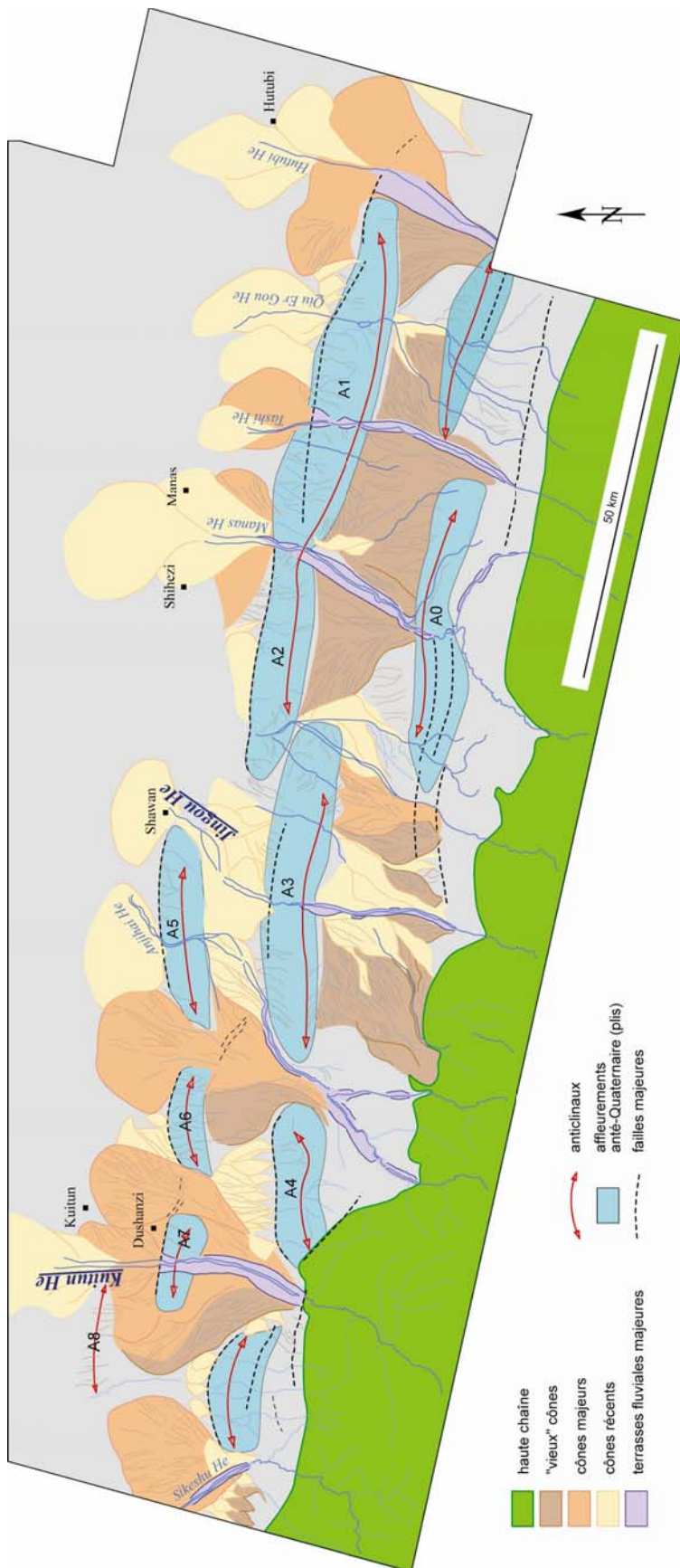


Fig.I.16 : Interprétation des dépôts alluviaux sur le piedmont nord du Tianshan, d'après des images satellites. Seuls les cônes dont les contours pouvaient être identifiés ont été cartés. Le fond gris correspond aux zones « informes ». Les anticlinaux sont numérotés de A0 à A8, du plus ancien au plus récent. (d'après Poisson, 2002 et notations d'après Avouac et al., 1993).

B. Le réseau hydrographique

Comme cela a pu être décrit dans le paragraphe précédent, les précipitations sur le piedmont Nord du Tianshan sont plus importantes que sur le piedmont Sud. Par conséquent le réseau hydrographique est bien développé sur ce versant. La figure I.17 suivante représente une carte topographique du piedmont nord et la localisation des différentes rivières qui l'incisent (Poisson, 2002). En noir sont représentés les bassins versants de chaque rivière. Le manque de données du MNT global Hydro1K à partir duquel cette carte a été réalisée nous oblige à prendre les informations sur les calculs de trajectoire des rivières avec précautions. Malgré cela, on peut remarquer que l'ensemble de ces rivières s'écoulent selon une direction SSO-NNE et donc perpendiculairement à la chaîne. Les rivières de la partie sud-ouest du bassin ont comme exutoire le lac Ebi Nor (zone encerclée au Nord des rivières 2 et 3 sur la figure I.17), qui est notre troisième site d'étude. Tandis que les rivières de l'est se jettent dans le lac Manas.

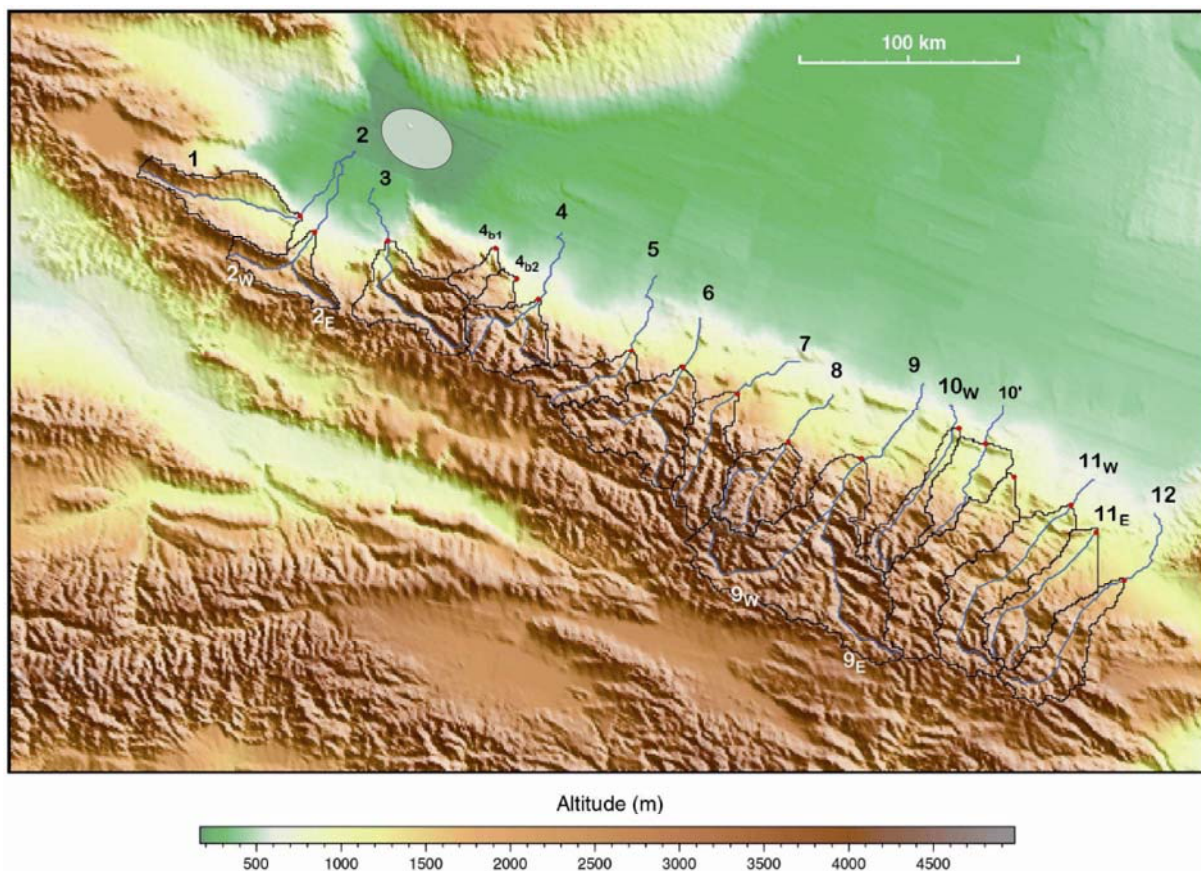


Fig.I.17 : Carte topographique des rivières drainant le piedmont nord du Tianshan, ainsi que leur bassin versant (trait noir) (d'après Poisson, 2002).

Les rivières entaillent perpendiculairement les séries de plis précédemment décrites. Sur la figure I.18, on peut voir d'ouest en est les rivières Kuitun He, Anjihai He et Jingou He et on remarque que seules les rivières Kuitun He et Jingou He incisent les anticlinaux. La rivière Anjihai He semble avoir dévié son lit entre deux anticlinaux (A3 et A4 sur la figure I.16), Poisson semble expliquer cette déviation par le soulèvement d'un pli. On peut ainsi en déduire que le tracé de ces rivières date au moins du début du fonctionnement de ces plis.

Les rivières Kuitun He et Jingou He (6 et 8 sur la figure I.17) creusent profondément les plis A7 et A3 respectivement et permettent ainsi la mise à l'affleurement des sédiments étudiés déformés du bassin du Junggar.

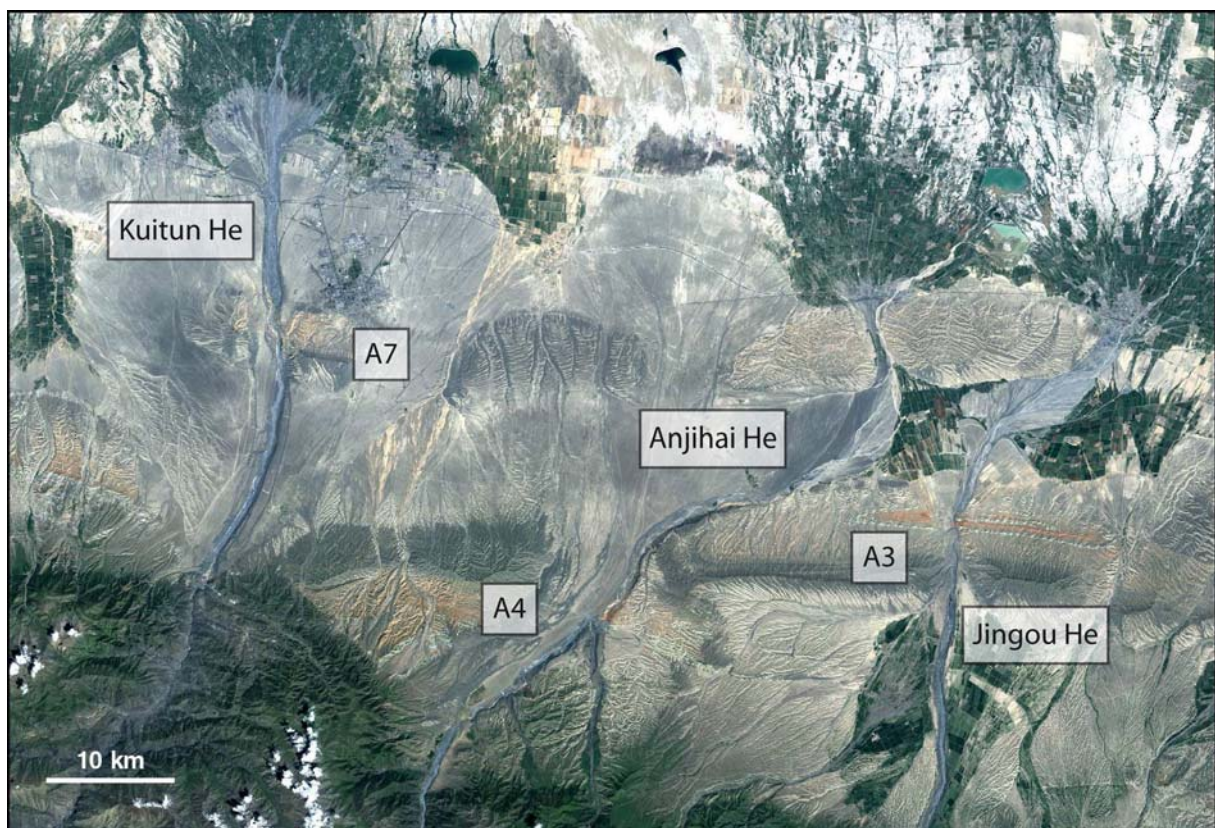


Fig.I.18 : Image satellitaire multispectrale Landsat 7 de la Kuitun He, l'Anjihai He et la Jingou He incisant le piedmont nord du Tianshan.

C. La stratigraphie du bassin du Junggar

1. Les séries permienes et mésozoïques

Le bassin du Junggar est composé d'un socle du Paléozoïque Inférieur et d'un remplissage de sédiments marins puis continentaux. En effet, du Permien Inférieur au

Permien Supérieur, une séquence régressive d'environ 1000 m d'épaisseur se dépose constituant la formation Tashikula et indiquant le retrait final de la mer dans cette région. Par la suite, les formations sus-jacentes du Permien Supérieur sont exclusivement non-marines (Carroll *et al.*, 1995).

Les formations du Mésozoïque représentent une sédimentation non négligeable (fig.I.19) de l'enregistrement d'une subsidence du nord-ouest de la Chine. Les différentes formations indiquées dans le tableau suivant (Chen, 1985) sont de type continental ou lacustre. Les datations ont été faites à partir des assemblages de la flore et de la faune présents dans ces sédiments (Saidov, 1956 ; Sze, 1956 ; Gu, 1982 ; Huang, 1982, Chen, 1985, Wu and Zhou, 1986 ; Wu and Liu, 1988 ; Wei, 1989 ; Liu, 1990).

- La série du Trias formée de deux groupes (Cangfanggou et Xiaoquangou), est essentiellement constitués de dépôts conglomératiques, gréseux, silteux et argileux avec des structures sédimentaires telles des litages entrecroisés ou en auge, et indique un système fluvial en tresse (Hendrix *et al.*, 1992).

- Les sédiments jurassiques se divisent en 6 formations : Badaowan, Sangonghe, Xishanyao, Toutunhe, Qigu et Kalaza. Elles sont également de type détritique correspondant principalement à un système fluvial. Cependant, au Jurassique Moyen des niveaux de charbons sont abondants ainsi que des niveaux argileux riches en matières organiques (Saidov, 1956 ; Yang and Sun, 1982 ; Wu and Zhou, 1986 ; Liu, 1990). Cet ensemble de grès, silt, argiles et charbons est interprété comme un système fluvial avec des influences lacustres (Hendrix *et al.*, 1992).

- Les 5 formations du Crétacé sont Qingshuihe, Hutubi, Shenjinkou, Lianmuqin et Donggou. Ces formations sont composées de grès moyens à grossiers, de siltites et de quelques argiles correspondant à un système fluvial en tresse.

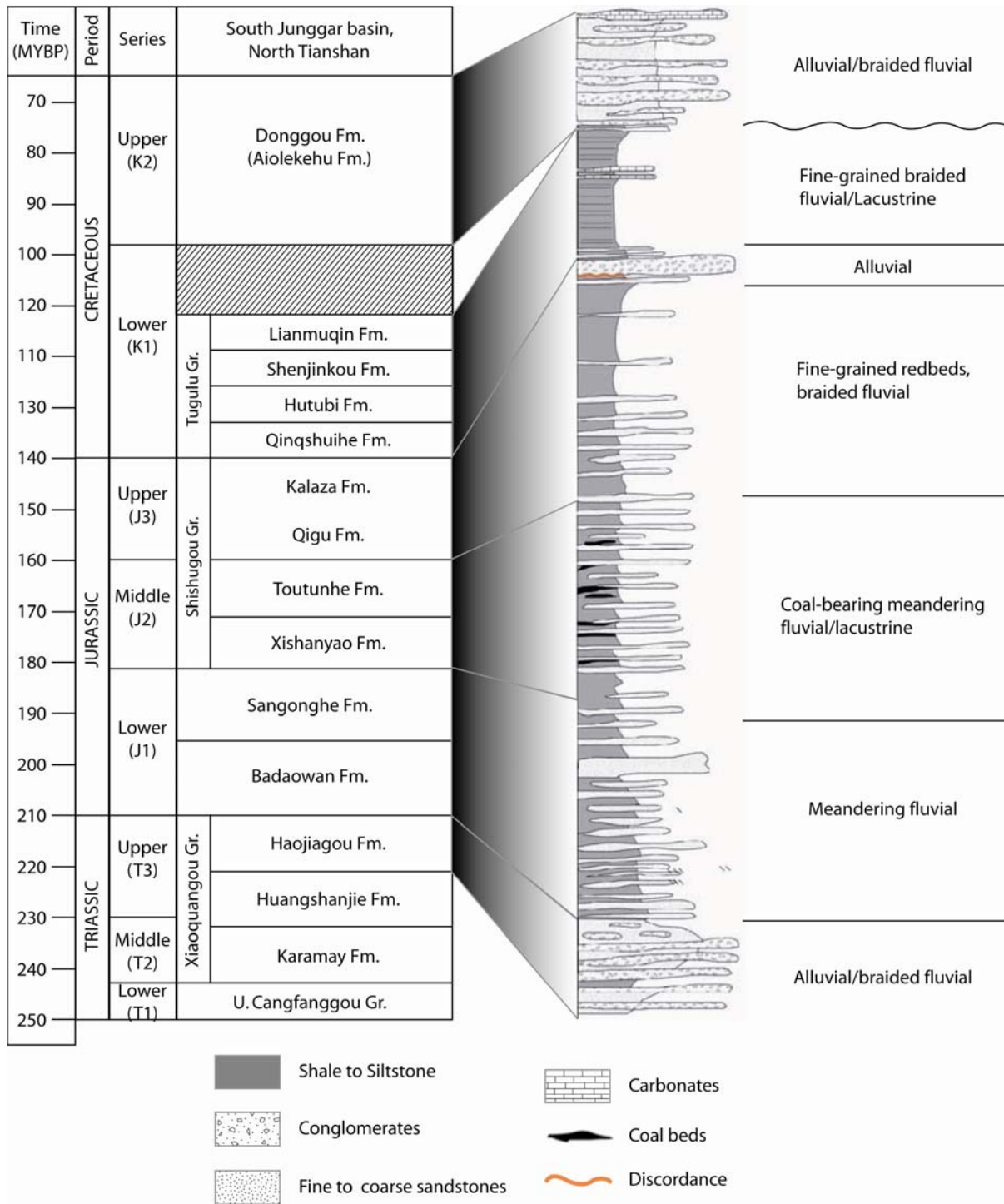


Fig.I.19 : Figure synthétisant les différentes formations sédimentaires mésozoïques du Sud du bassin du Junggar (Nord Tianshan), mises en parallèle avec le log sédimentologique et l'interprétation en terme de faciès (d'après Hendrix et al., 1992).

2. Les séries du Cénozoïque

Ici, nous présentons une description rapide de ces séries basée sur les données de la littérature. En effet, durant les travaux de thèse, les levés sédimentologiques le long de la

Kuitun He et de la Jingou He, ainsi qu'une interprétation en termes d'environnement de dépôt ont été réalisés, ceux-ci seront détaillés dans les chapitres III et IV.

Dans le bassin du Junggar, les séries cénozoïques se rassemblent en 6 formations (fig.I.20) : Ziliquanzi, Anjihaihe, Shawan, Taxihe, Dushanzi et Xiyu.

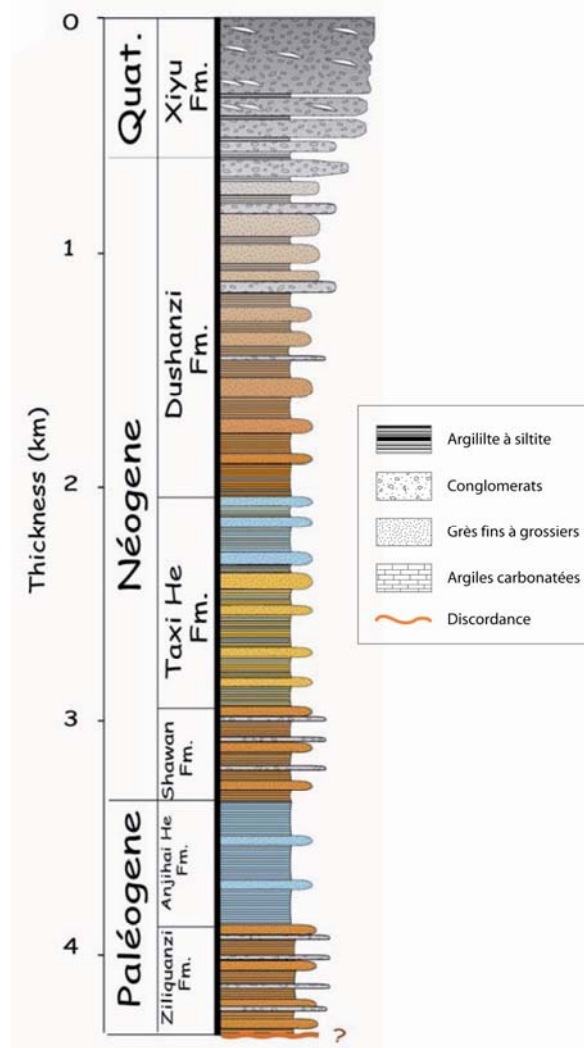


Fig.I.20 : Log schématique des formations sédimentaires du bassin du Junggar (d'après B.G.M.R.X.U., 1993)

Formations du Paléogène :

- *Ziliquanzi Fm.* : alternance argiles silteuses et grès rouges avec des niveaux de conglomérats.
- *Anjihaihe Fm.* : alternance d'argiles, de silts et de grès fins de couleur verdâtre.

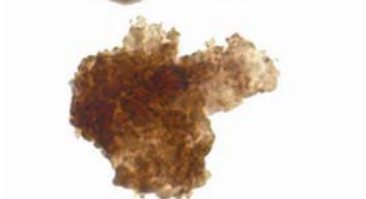
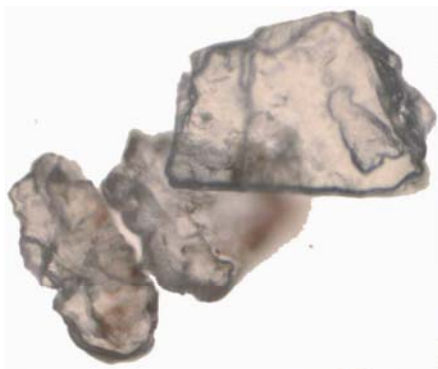
Formations du Néogène :

- *Shawan Fm.* : alternance d'argiles, silts et de grès fins à moyens avec quelques niveaux conglomératiques grisâtres.
- *Taxihe Fm.* : alternance d'argiles et de silts bruns rouges avec des grès fins à moyens verdâtres.
- *Dushanzi Fm.* : alternance d'argiles, de silts bruns quelque fois carbonatés, de grès moyens à grossiers, de microconglomérats bruns à jaunes avec des niveaux de conglomérats gris.

Formation du Quaternaire :

- *Xiyu Fm.* : bancs métriques à décamétriques de conglomérats gris à gris foncé avec quelques lentilles de grès silteux.

METHODES & SITES D'ETUDES



I. La pyrolyse Rock-Eval

A. Principe

La pyrolyse Rock-Eval consiste en un traitement thermique de l'échantillon permettant d'extraire par thermo-vaporisation les hydrocarbures libres présents dans la roche et par craquage thermique les hydrocarbures potentiellement présents dans le kérogène.

Les produits obtenus sont enregistrés à la sortie du four par des détecteurs et peuvent ainsi être quantifiés. L'opération conduit à la production de plusieurs pics qui correspondent respectivement aux hydrocarbures libres (S1), aux hydrocarbures libérés par craquage (S2), au CO₂ produit conjointement lors du craquage (S3), au CO₂ produit lors du cycle d'oxydation (S4).

Les détecteurs utilisés sont l'ionisation de flamme « FID » (Flame Ionization Detector) pour les hydrocarbures, et la conductivité thermique ou les cellules infrarouges pour le CO₂.

B. Méthode

Le prélèvement des roches a été réalisé avec un pas d'échantillonnage d'environ 5, 14 et 12 m, sur les sites de : Ebi Nor, Kuitun He et Jingou He respectivement. Soit 107, 76 et 194 échantillons analysés respectivement.

Le mode opératoire de l'analyse peut se décrire comme suit d'après le schéma du circuit (fig.II.1) :

1. Première phase

Une aliquote de l'échantillon est broyée puis pesée (environ 100 mg) dans une nacelle perméable au gaz, puis introduite dans le four qui est maintenu à une température constante de 280 °C pendant une durée standard de quelques minutes, sous balayage inerte (N₂). Les hydrocarbures libres sont expulsés pendant cette phase isothermique.

2. Deuxième phase

Toujours sous atmosphère inerte, la température du four est élevée progressivement et par palier de 25 °C/min, jusqu'à atteindre les 650 °C. Dans cette gamme de température, le

kérogène subit la phase de craquage thermique et libère les hydrocarbures potentiels et du CO₂.

3. Troisième phase

L'échantillon est transféré dans le four à oxydation, où il est oxydé en présence d'oxygène, mais sans CO₂. Le résidu organique de la pyrolyse est alors entièrement transformé en CO₂. Là encore, l'échantillon est soumis à une température constante pendant une durée déterminée (400 °C – 3 min), puis une augmentation par palier (30 °C/min), pouvant aller jusqu'à la température de 700 °C.

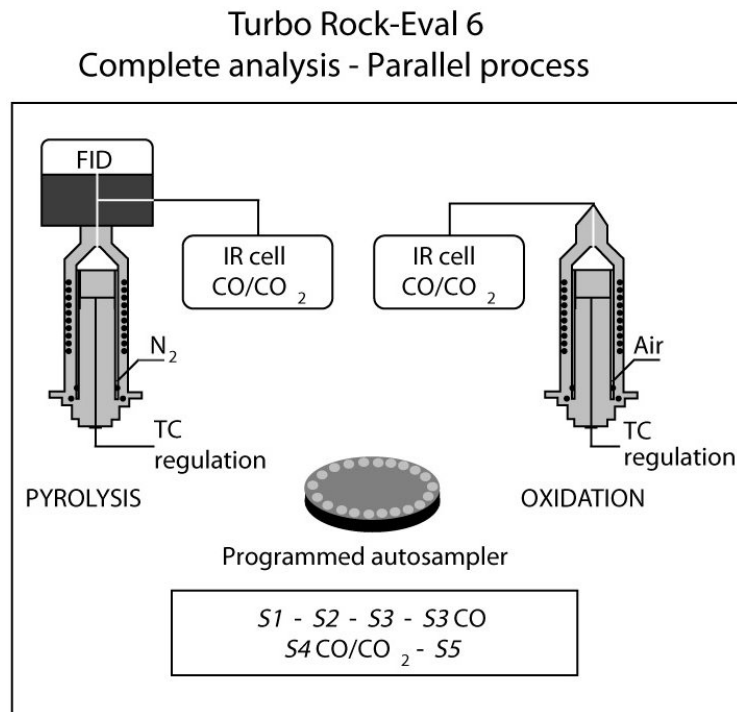


Fig.II.1 : Schéma du circuit du Rock-Eval 6 Turbo (d'après Behar et al., 2001).

C. Les paramètres et leur utilisation

Comme nous l'avons vu précédemment la quantification des produits émis correspond à des pics, paramètres initiaux. Par intégration des surfaces, des paramètres secondaires plus usuels peuvent être définis (Espitalié et al., 1985,1986).

1. Tmax

La température maximale de pyrolyse ou Tmax correspond à la température de formation maximale d'hydrocarbures au cours de la pyrolyse, elle est mesurée au sommet du pic S2.

Cette valeur fournit une mesure de la maturité thermique de la matière organique. Plus Tmax est élevée, plus la maturité thermique est avancée, étant donné que les fractions les plus facilement pyrolysables sont absentes des échantillons les plus matures (Barker, 1974; Espitalié *et al.*, 1977).

2. Carbone Organique Total « COT »

Le COT est calculé à partir de la somme du carbone organique résiduel et du carbone organique pyrolysé. Le carbone organique pyrolysé est calculé à partir des composés hydrocarbonés des pics S0, S1' et S2. Il est exprimé en % de poids d'échantillon de sédiment sec.

C'est la teneur en carbone organique du sédiment.

3. Indice d'Hydrogène « IH »

L'IH correspond à la valeur du pic S2. C'est le poids d'hydrocarbures en milligrammes produit par pyrolyse par gramme de COT.

Il se corrèle avec le rapport atomique H/C du kérogène.

4. Indice d'Oxygène « IO »

L'IO représente la valeur du pic S3. Il est le poids de CO₂ en milligrammes produit par pyrolyse par gramme de COT.

Il se corrèle avec le rapport atomique O/C du kérogène.

A partir de ces paramètres et de la construction de diagramme de type IH/IO, comparable au diagramme de Van Krevelen (H/C et O/C), il a été classiquement admis dans les roches-mères d'hydrocarbures trois types de matières organiques (I, II et III) selon leur nature (fig.II.2). L'origine de la matière organique de type I est lacustre, celle dite de type II est marine et celle dite de type III continentale.

Dans les sédiments non marins, une nouvelle classification a été proposée par Meyers et Lallier-Vergès en 1999 :

- type I : MO riche en HC et résultant de la biomasse microbienne ou des cuticules des plantes
- type II : moyennement riche en HC et provenant des algues
- type III : pauvre en HC et dérivant des plantes à bois

Notons qu'un signature de type II peut résulter d'un mélange type I et III.

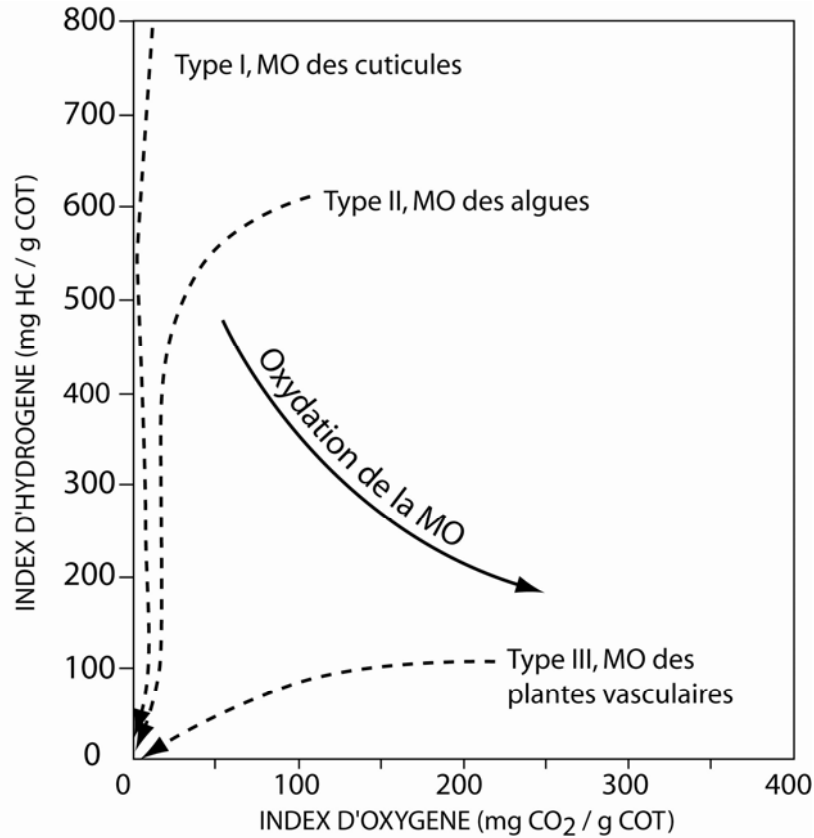


Fig.II.2 : Classification des kérogènes de type I, II et III dans un diagramme IH-IO (d'après Meyers et Lallier-Vergès, 1999).

II. Analyses pétrographiques

A. Palynofaciès

1. Principe

L'étude des palynofaciès correspond à une quantification en microscopie optique des différents types de particules de matière organique (MO). Les particules sont classiquement observées en lumière naturelle transmise mais pour faire certaines distinctions, elles peuvent être observées en lumière réfléchie naturelle, et parfois sous excitation UV.

Cette étude permet ainsi une qualification et une quantification relative de chaque type de particules organiques identifiés dans l'échantillon de roche ou de sédiment.

L'analyse des palynofaciès permet d'attester le développement ou l'absence de végétation sur le bassin versant, la mise en place de sols, la présence d'une tranche d'eau et donc ainsi de caractériser un environnement climatique. On peut utiliser cette méthode pour la reconstruction des évolutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques.

2. Méthode

Les échantillons étudiés ici sont les mêmes que ceux analysés par la pyrolyse Rock-Eval.

En raison de l'origine fluvio-lacustre des sédiments, 10 g d'échantillons broyés ont été nécessaires pour obtenir une quantité de résidu organique suffisante pour l'étude. Ils ont subi différentes attaques acides et basique (HCl, HF, HNO₃, KOH) afin d'éliminer les phases minérales de la roche. Enfin, une séparation densimétrique a été réalisée au bromure de zinc ($d=2,2$) afin de séparer les particules organiques (Combaz, 1964). Le culot est ensuite monté entre lame et lamelle pour être observé sous microscope.

Une fois sous le microscope, le comptage s'effectue grâce à une grille placée (100*100) dans un des oculaires. Les comptages sont des comptages surfaciques de chaque particule identifiée et observée dans la grille. Pour chaque échantillon et pour des raisons de validité des données, le comptage s'effectue sur 40 plages (1 plage : 1 grille).

3. Types de particules organiques

Une première observation rapide de chaque échantillon, d'une même coupe, permet l'identification des différents types représentatifs des particules de matière organique.

Les caractères discriminants sont la morphologie, la couleur et la texture des particules (Tyson, 1995). Ici sont présentés uniquement les principaux types de particules observées dans les sédiments étudiés :

- **Particules amorphes**

Les composants organiques issus des sols sont représentés, dans nos échantillons, par des particules n'ayant aucune structure identifiable, elles sont dites amorphes.

Ce type dégradé de MO a un aspect globuleux, gélifié, généralement à contour arrondi et à fort relief. La couleur passe de l'orange au rouge puis rouge foncé et brun selon l'épaisseur de la particule. On l'appelle Matière Organique Amorphe Rougeâtre (MOAR, fig.II.3).

Ces particules sont issues de la dégradation pédologique de la MO (Lallier-Vergès *et al.*, 1993; Sebag *et al.*, 2006)

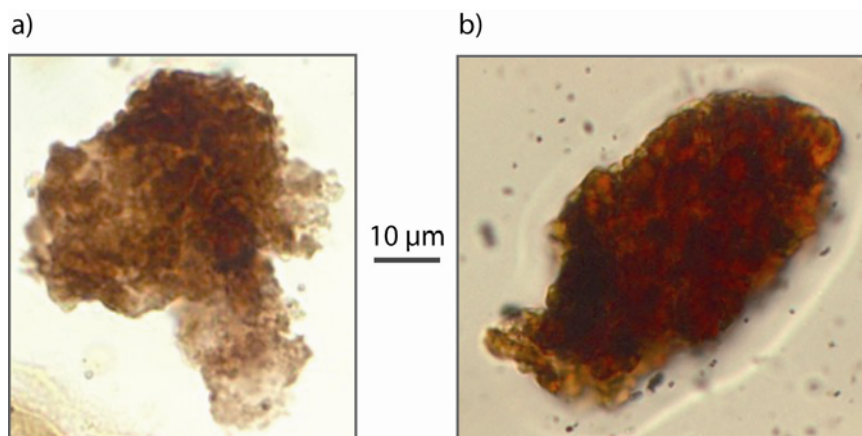


Fig.II.3 : Particules de MOAR observées en lumière naturelle de couleur différente : a) brune et b) rouge.

Une seconde catégorie de particule amorphe a été décrite. Elle se distingue de la MOAR d'une part par sa couleur qui va du jaune au gris-jaune, et par sa texture, qui est floconneuse. On l'appelle Matière Organique Amorphe Grisâtre floconneuse (MOAGf, fig.II.4).

Ce type de MOA dérive de la production algale et planctonique lacustre (Boussafir *et al.*, 2001).

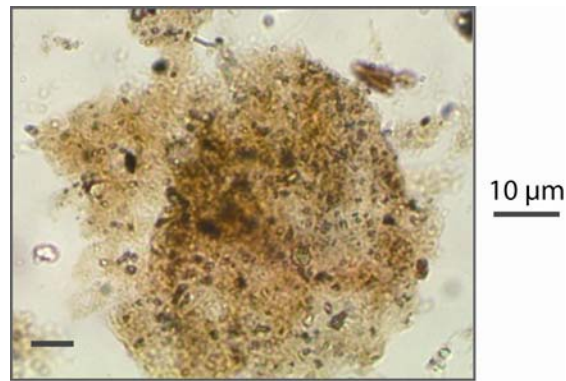


Fig.II.4 : Particules de MOAGf observées en lumière naturelle.

- **Particules avec structure**

Certaines particules issues du couvert végétal présentent une morphologie ou une structure interne permettant de les identifier. Elles peuvent être soit des tissus lignocellulosiques (fig.II.5) soit des spores-pollen (fig.II.6). Ces types de particules présentent un état variable de dégradation. Dans notre étude, nous avons distingué les LC préservés translucides (LCT, fig.II.5a), les LC dégradés bruns (LCD, fig.II.5b), les spores-pollen préservés jaunes (Sp-PoJ, fig.II.6a) et les spores-pollen dégradés bruns (Sp-PoB, fig.II.6b).

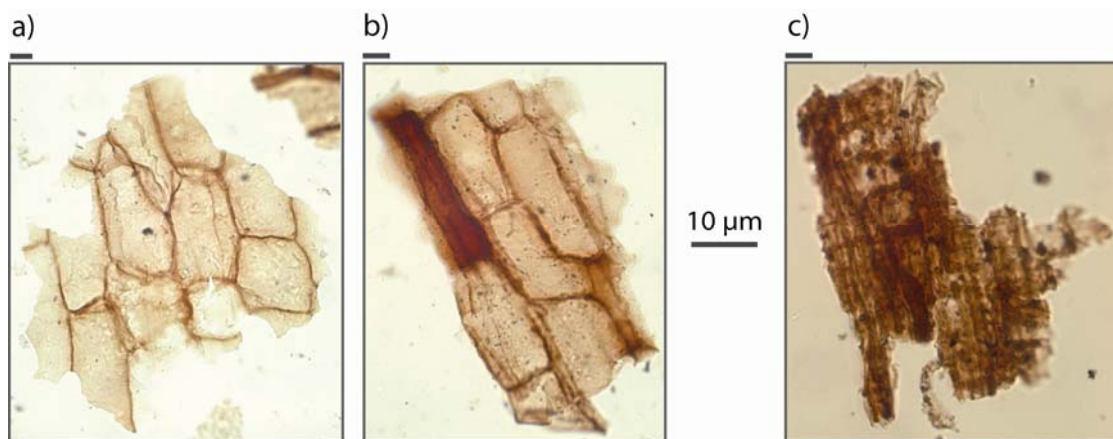


Fig.II.5 : Particules de LC observées en lumière naturelle, a) LCT, b) & c) LCD.

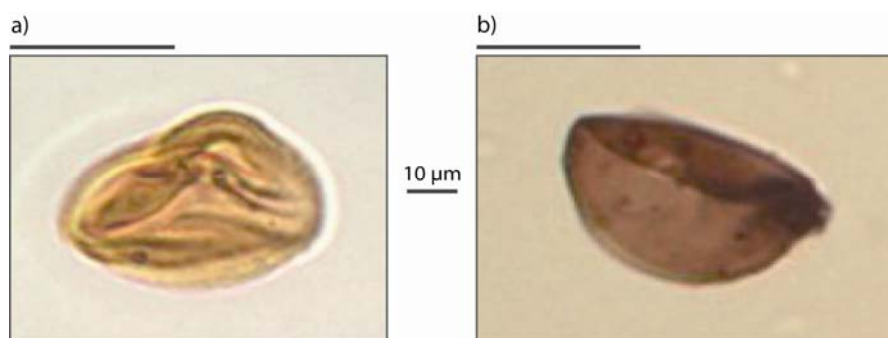


Fig.II.6 : Grains de Sp-Po observés en lumière naturelle, a) Sp-PoJ, b) & c) Sp-PoB.

- **Particules opaques**

Ces particules sont appelées débris opaques (DO) car en lumière transmise, elles présentent une opacification complète. Elles peuvent dériver de deux processus : i) une oxydation de particules via le feu avant enfouissement (pyrofusinite), ii) une maturation thermique de particules organiques dans des sédiments plus anciens remaniés (Di-Giovanni *et al.*, 1999).

Elles se distinguent également par leur forme variée : anguleuse (fig.II.7a), allongée (fig.II.7b), arrondie (fig.II.7c), dentelée (fig.II.7d).

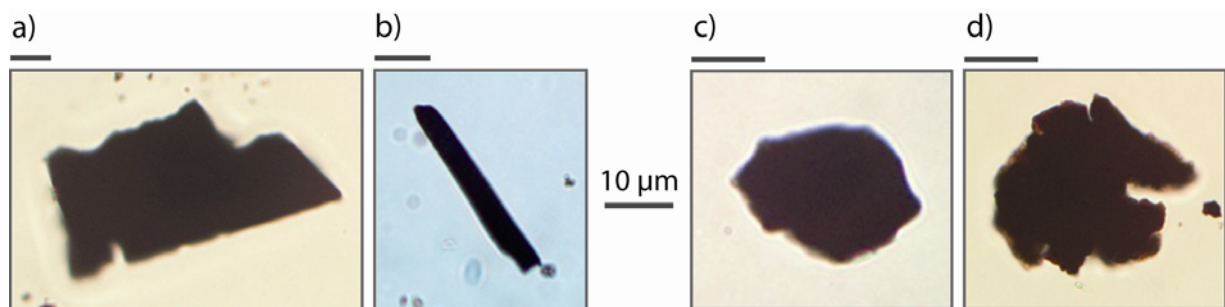


Fig.II.7 : Débris opaques observés en lumière naturelle, a) anguleux, b) allongés, c) arrondis, d) dentelés.

- **Particules secondaires**

D'autres types de particules organiques ont été identifiés mais elles ne sont que rarement présentes dans les échantillons et donc peu caractéristiques (fig.II.8). On peut ainsi trouver :

- écailles d'ailes de papillon (com. personnelle J.Broutin)(fig.II.8.1a-b-c)
- des débris gélifiés (DG) plus ou moins dégradés i.e. plus ou moins bruns (fig.II.8.2a-b-c). Les débris gélifiés sont constitués d'un gel qui leur donne un aspect vitreux - gélatineux en lumière naturelle transmise. Les DG peuvent provenir d'une gélification précoce de l'intérieur des cellules de végétaux supérieurs (Tyson, 1995 ; Meyers & Lallier-Vergès, 1999).
- des oogones de Chara (fig.II.8.3). Ils proviennent des Charophytes ou Characées, qui sont des végétaux aquatiques, d'eau douce et saumâtre.
- des clastes (fig.II.8.4)
- des zooclastes (fig.II.8.5)
- des mycéliums de champignons (fig.II.8.6a-b-c)

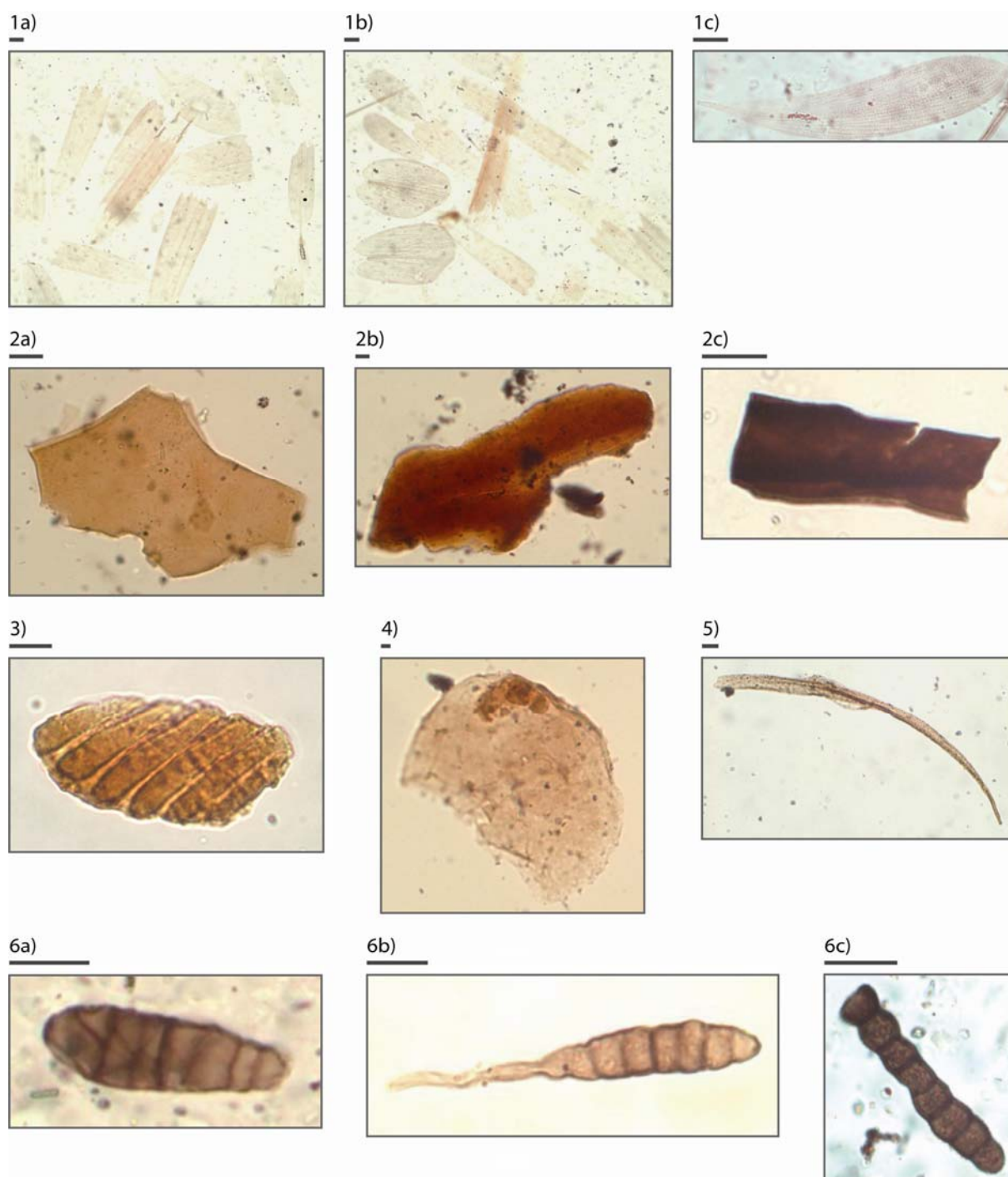


Fig.II.8 : Particules organiques secondaires observées en lumière naturelle, 1a-b-c) écailles d'ailes de papillon, 2a-b-c) débris gélifiés, 3) oogone, 4) claste, 5) zooclaste, 6a-b-c) mycéliums.

B. Minéraux lourds

1. Principe

L'étude des minéraux lourds correspond à une observation pétrographique des grains sous microscope optique, en lumière naturelle réfléchi.

Cette étude permet une qualification et une quantification de chaque type de minéraux lourds identifié dans l'échantillon.

L'assemblage des minéraux lourds dans les sédiments détritiques est fonction de différents paramètres (Morton & Hallsworth, 1999, fig.II.9) tels que : l'altération de la source du détritisme, durant un éventuel premier dépôt-stockage alluvial avant remobilisation, les conditions et l'hydrodynamisme durant le transport et le dépôt des minéraux mais également l'histoire de l'enfouissement des sédiments. L'analyse des minéraux lourds permet ainsi d'obtenir des informations sur ces paramètres et de reconstruire l'histoire de l'érosion d'une chaîne de montagne et du remplissage sédimentaire du bassin.

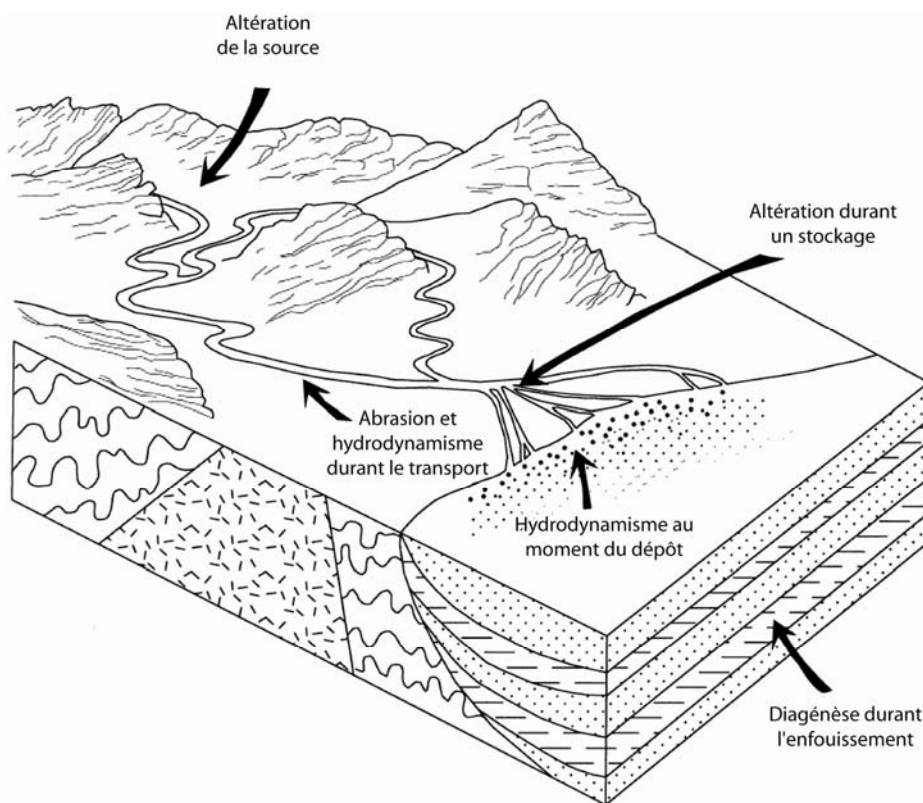


Fig.II.9 : Schéma montrant les différents processus contrôlant l'assemblage des minéraux lourds dans les sédiments détritiques (modifié d'après Morton & Hallsworth, 1994).

2. Méthode

Le prélèvement des roches a été réalisé avec un pas d'échantillonnage d'environ 31 et 34 m, sur les sites de Kuitun He et de Jingou He respectivement. Environ 1 kg de sédiments a été échantillonné. Soit 49 et 59 échantillons respectivement analysés pour ces sites.

La méthode de préparation des minéraux lourds est simple. L'échantillon est tamisé afin de récupérer la fraction comprise entre 125 et 250 μm . Ensuite une séparation densimétrique au bromoforme est réalisée pour garder les minéraux ayant une densité supérieure à 2,89. Enfin, les minéraux magnétiques sont séparés des autres minéraux. La fraction non ou peu magnétique est alors montée sur lame pour l'observation au microscope. Pour chaque échantillon, un minimum de 400 grains est compté.

3. Types de minéraux lourds

Les minéraux lourds observés peuvent être séparés en deux catégories, les minéraux opaques et les minéraux transparents. La source des caractéristiques de chaque minéral est <http://webmineral.brgm.fr:8003/mineraux/Main.html>. Les photos ont été prises au microscope optique, en lumière réfléchie et au grossissement *10, l'échelle est de 10 μm .

- **Minéraux opaques**

- Hornblende (fig.II.10)

Ce sont des amphiboles calciques.

Elles se présentent sous forme d'agrégats allongés aplatis, fibreux, masses grenues. Les cristaux prismatiques ne sont fréquents que dans la hornblende basaltique.

Elle a un éclat vitreux, une couleur verte à verte sombre ou brune à noire.

Elle est un constituant essentiel de nombreuses roches éruptives (granodiorites,

diorites, syénites, basalte, andésite) et métamorphiques (amphibolites)



Fig.II.10: Photo de grains d'hornblende (G×10).

- Ilménite (fig.II.11)

L'ilménite est un minéral accessoire dans les roches magmatiques basiques (gabbros, diorites), dans les gneiss et les granulites, et les gisements alluvionnaires.

Elle se trouve en tablettes épaisses à faciès rhomboédrique, parfois lamellaire. Habituellement en inclusions informes, rarement en masses compactes granulaires.

Elle est opaque et possède un éclat submétallique. Elle est de couleur noire de fer ou gris acier.



Fig.II.11: Photo de grains d'ilménite (G×10).

- Limonite

Elles forment des masses et agrégats fibreux, nodulaires, concrétionnés, souvent poreux à terreux. Elles sont opaques avec un éclat terreux, vitreux, luisant dans les variétés mamelonnées. De couleur brun-noir à noir, jaune brunâtre, brun-rouge, ocre-jaune à brun orangé. Elles sont présentes dans les zones d'oxydation des gîtes de fer et de la plupart des gîtes polymétalliques.

- Tourmaline (fig.II.12)

Ce sont de longs cristaux prismatiques striés à section triangulaire souvent courbe, des agrégats aciculaires ou fibreux à texture radiée ou des masses columnaires.

Les espèces du groupe de la tourmaline peuvent présenter les couleurs les plus variées: brun, noir pour les espèces ferromagnésiennes, bleu, rouge, verte, jaune..., pour les tourmalines lithiques (elbaïte, liddicoatite). Dans nos échantillons, elles sont de couleur brune.

Elles se retrouvent dans les roches acides et leur cortège de pegmatites, de filons hydrothermaux et pneumatolytiques, parfois roches métamorphiques alumineuses, alluvions.



Fig.II.12: Photo de grains de tourmaline (G×10).

- **Minéraux transparents**

- Anatase (fig.II.13)

Elles se présentent sous forme de cristaux aplatis ou octaèdres quadratiques allongés. Les faces de l'octaèdre sont souvent striées horizontalement.

Transparent à translucide, elles ont un éclat adamantin parfois presque métallique. Leur couleur est variable, brun, bleu, indigo, noir avec reflet bleuâtre d'acier.

Elles sont dans les fissures des roches métamorphiques (notamment schistes et gneiss alpins), filons hydrothermaux, alluvions.



Fig.II.13: Photo de grains d'anatase (G×10).

- Apatite (fig.II.14)

Ce sont des cristaux prismatiques allongés souvent terminés par une pyramide, parfois tabulaires, ou en masses grenues, concrétionnées.

Transparente à translucide, éclat vitreux, parfois résineux ou mat dans les variétés compactes. Ordinairement colorée, vert de mer, bleu-vert, violet, parfois incolore, jaune, brune, rose. En masses bleuâtres, jaunes, brunes, grises. Dans nos échantillons elles sont transparentes et incolores.

Elles se forment presque dans toutes les roches éruptives, les pegmatites (notamment celle des syénites néphéliniques), dépôts sédimentaires marins, gîtes d'origine organique.



Fig.II.14: Photo de grains d'apatite (G×10).

- Barytine (fig.II.15)

Elle est souvent en beaux cristaux tabulaires épais ou prismatiques, transparents à translucides (opaques). Elle a un éclat vitreux à résineux, un peu nacré. Elle peut être incolore, blanche, jaune, brun, rougeâtre, rarement verdâtre ou bleuâtre. Dans nos échantillons elles sont transparentes, incolores avec des inclusions roses.

Elle se retrouve dans les filons hydrothermaux de basse température, dépôts sédimentaires.

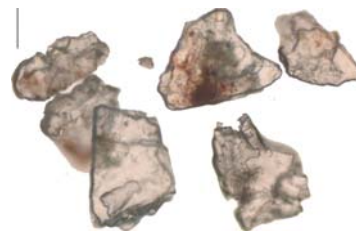


Fig.II.15: Photo de grains de barytine (G×10).

- Epidote (fig.II.16)

Communément en cristaux prismatiques allongés striés, rarement tabulaires, parfois en agrégats ou masses fibreuses.

Transparent à opaque, généralement translucide. Eclat vif tendant à devenir résineux sur le clivage. Couleur gris, verdâtre, blanc, vert jaunâtre à vert pistache, mais peut devenir jaune, brun, noir, parfois rouge clair, rarement incolore.

Elles se retrouvent de couleur jaune verte dans nos échantillons.

Elles se forment dans les roches métamorphiques calcaïques et métamorphisme de contact dans les calcaires.

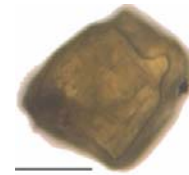


Fig.II.16: Photo de grains d'épidote (G×10).

- Grenat (fig.II.17)

Ils se présentent en cristaux très fréquents pouvant atteindre de grandes tailles et présentant diverses formes du système cubique : habituellement dodécaèdres, rhombododécaèdres ou trapézoèdres et parfois en masses grenues. Dans nos échantillons, ils sont arrondis translucides de couleur rose pâle.

Les gisements sont très variés, différent selon la nature du grenat : roches métamorphiques, pegmatites, granites, péridotites etc...

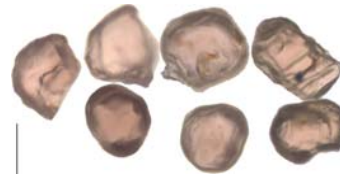


Fig.II.17: Photo de grains de grenat (G×10).

- Leucoxène

Ils sont le produit de l'altération de minéraux riches en titane et se présentent sous forme granulaire. Les minéraux sont de couleur de jaune à brun. On peut les trouver dans les roches ignées et dans les dépôts ferreux, résultant de l'altération de l'ilménite, de la perovskite ou de la titanite.

- Pyroxène (fig.II.18)

Ce sont des cristaux prismatiques trapus pseudo-quadratiques, grains ou masses lamellaires. Les grains sont de couleur verte dans les échantillons étudiés. Leurs gisements peuvent être des roches éruptives basiques ou

roches fortement métamorphiques (charnockites), calcaires métamorphiques.



Fig.II.18: Photo de grains de pyroxène (G×10).

- Rutile (fig.II.19)

La forme des cristaux peut être prismatique, souvent allongée, parfois aciculaire ("cheveux de Vénus"), mâcle en genou fréquente.

De couleur brun-rougeâtre, parfois jaune, il forme des cristaux allongés à aciculaires aux faces du prisme fréquemment striées. Dans nos échantillons, les cristaux sont rouges.

On les retrouve dans les roches éruptives (des granites jusqu'aux anorthosites) et métamorphiques (quartzites, gneiss,

calcaires), skarns, filons hydrothermaux, sables et placers.



Fig.II.19: Photo de grains de rutile (G×10).

- Zircon (fig.II.20)

Les grains ont une forme de cristaux prismatiques à section carrée terminés par des pyramides. Le plus souvent opaques et de couleur brun à brun rougeâtre, ils sont parfois transparents, dans les bruns ; rouge ; violacé ; vert et jaune. Dans nos échantillons, les grains sont translucides et incolores.

Ce minéral accessoire est présent dans tous les types de roches éruptives mais surtout abondant dans les syénites néphéliniques, également dans les roches détritiques anciennes et actuelles (placers alluviaux et littoraux)



Fig.II.20: Photo de grains de zircon (G×10).

III. Analyses géochronologiques

A. Les Traces de Fission

1. Principe

Cette technique radiométrique est basée sur le principe de la fission spontanée d'un atome d' U^{238} . Cette fission se produit de façon constante au cours du temps ($\lambda = 8,46 \cdot 10^{-17} a^{-1}$, Spadavecchia & Hahn, 1967). Elle provoque l'émission de deux particules chargées qui vont désorganiser le réseau cristallin du minéral et former des défauts appelés traces de fission (fig.II.21).

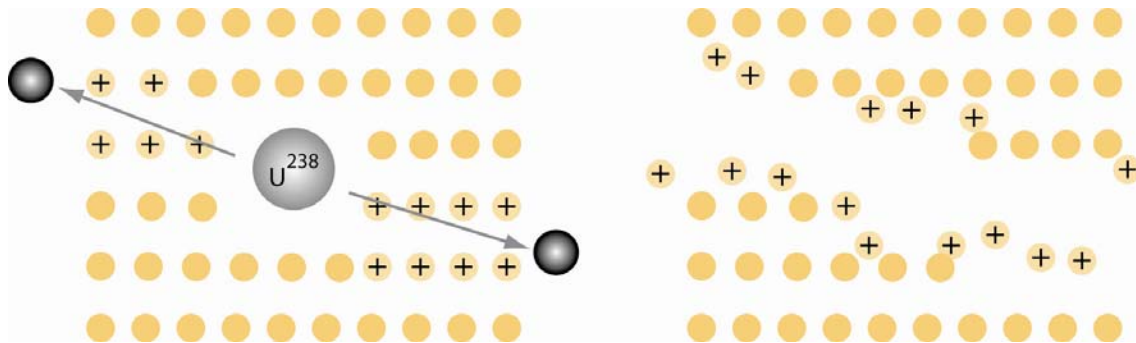


Fig.II.21 : Principe de la formation d'une trace de fission par désorganisation du réseau cristallin (d'après Jolivet, 2000).

2. Méthode

Certains minéraux, dont les apatites, contiennent suffisamment d'uranium pour engendrer, sur une période de plusieurs millions d'années, des traces de fission spontanées et permettre leur comptage.

Nous avons prélevé, en vue de ces analyses, 17 et 16 échantillons sur les coupes de Jingou He et Kuitun He, respectivement. Les roches ont été concassées puis lavées afin d'enlever toutes les particules fines ($< 10 \mu m$). Ces échantillons ont ensuite été séchés et tamisés. La fraction gardée est celle entre 40-50 et 315 μm . Cette fraction est ensuite traitée avec une liqueur dense, le bromoforme ($d=2,89$) pour récupérer les minéraux les plus lourds dont font partie les apatites. Ces minéraux lourds sont ensuite séparés selon leur susceptibilité magnétique via un séparateur Frantz puis à nouveau séparés par densité (diiodométhane, $d=3,1$ et $d=3,3$) afin de ne garder que les apatites et d'éliminer les zircons. Les apatites sélectionnées sont ensuite montées sur des pastilles de verre, polies pour révéler une surface

interne du cristal. Les traces de fission spontanées sont révélées par un bain d'acide nitrique (HNO_3 , 6,5% pendant 45 secondes à 20°C).

La densité des traces de fission (nombre de traces par unité de surface) est fonction de l'âge du minéral et de la concentration en uranium (Carpéna & Mailhe, 1985). Pour calculer l'âge, il faut déterminer la concentration initiale en uranium du minéral. Pour cela nous utilisons la méthode du détecteur externe (Hurford, 1990):

- les traces spontanées issues de la fission de l' U^{238} sont comptées sur la surface des cristaux d'apatite

- les traces induites issues de la fission forcée de l' U^{235} par irradiation sous flux de neutrons thermiques sont comptées sur une pastille de mica (ou détecteur externe), dépourvue d' U , appliquée contre les cristaux d'apatite. L'ensemble apatite plus mica est irradié. Après irradiation, les traces de fission induites sont révélées dans le détecteur externe par un bain d'acide (HF à 40% pendant 40 min à 20°C).

L'équation générale est de type $N_F = N_P (e^{\lambda t} - 1)$

Où N_P : nombre d'atomes pères initial (ici nombre d'atomes d' U^{238})

N_F : nombre d'atomes fils : nombre de traces spontanées

λ : constante de désintégration totale

La détermination de N_P se fait par détermination de la densité des traces induites dans le réacteur, qui est directement fonction de la concentration en U^{235} et du flux de neutron appliqué. Connaissant la valeur du flux de neutron ainsi que la constante $I = \text{U}^{238}/\text{U}^{235}$ il est possible de calculer la concentration initiale en U^{238} .

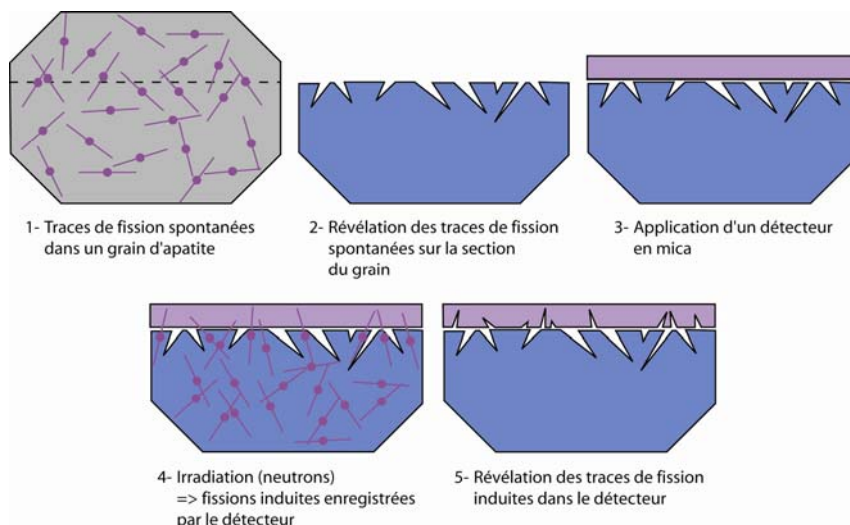


Fig.II.22 : Schéma décrivant les étapes de préparation du cristal d'apatite et du détecteur de mica, pour le comptage (modifié d'après <http://www.geotrack.com.au/index.htm>).

Afin de déterminer la quantité en isotopes pères d' U^{238} , on compte les traces induites par l'irradiation et la fission de l' U^{235} . Le comptage de ces traces se fait sur un détecteur en mica, accolé au grain d'apatite avant l'irradiation (fig.II.22).

On sait que le rapport $[U^{238}]/[U^{235}]$ est une constante (=137,88), ce qui permet d'obtenir $[U^{238}]$. Cette technique est celle du détecteur externe décrite par Naeser & Dodge (1969), qui permet d'obtenir un âge individuel sur chaque grain (fig.II.23).

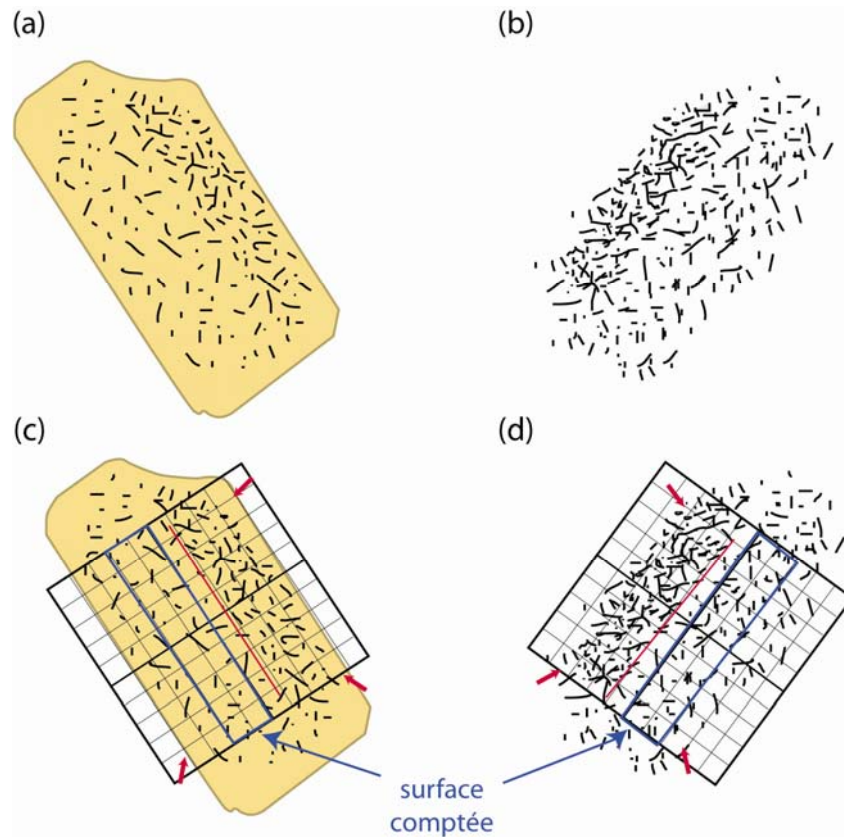


Fig.II.23 : (a) grain d'apatite avec les traces de fission comptée et (b) l'image correspondante sur le détecteur de mica. (c) et (d) représentent le grain et l'image avec la grille de comptage (10*10) ainsi que la surface comptée en bleue.

3. Stabilité des traces de fission

Les âges moyens "traces de fission" correspondent à l'âge minimal auquel les minéraux passent au-dessus de l'isotherme 110 ± 10 °C (Green *et al.*, 1986). Les traces de fission sont des défauts physiques du système cristallin engendrés par la transformation d'atomes en ions. Ces défauts sont instables et ont tendance à se cicatriser au cours du temps. Plusieurs paramètres contrôlent la vitesse de cicatrisation ou d'effacement des traces de fission.

- **La température**

En 1965, Fleischer *et al.*, ont montré que les traces de fission étaient sensibles à la température. En effet, un échauffement « recuisait » les traces et faisait disparaître le défaut cristallin par réduction de la longueur de la trace. Cette disparition aussi appelé cicatrisation peut être totale (chronomètre remis à zéro) ou partielle (âge plus jeune). La température nécessaire pour cicatriser les traces varie en fonction du minéral. Dans le cas de l'apatite, cette température est d'environ 110 ± 10 °C. La cicatrisation devient extrêmement lente (même sur des échelles de temps géologiques) pour des températures inférieures à 60 °C. On peut alors décrire une zone, dite de cicatrisation partielle, se situant entre 60 et 110 °C (P.A.Z. : Partially Annealing Zone, Green *et al.*, 1986, 1989; Donelick, 1991).

- **La composition chimique de l'apatite**

De nombreuses études ont démontré que la composition chimique jouait un rôle important dans la cicatrisation des traces de fission dans les apatites.

Certains sites cristallins de l'apatite sont propices aux substitutions par des éléments chimiques. Parmi eux, on note les sites des anions, du calcium et du phosphore. Les éléments chimiques pouvant se substituer sont très abondants : Cl (Crowley *et al.*, 1990); Mn, Sr & Fe (Carlson, 1990); terres rares (Barbarand & Pagel, 2001); OH (Bergman & Corrigan, 1996); CO₃ (Ben Ghouma, 1995); SiO₂ (Carpéna, 1998). Carlson *et al.* (1999) montrent que la substitution du site du calcium par des cations peut ralentir la cicatrisation.

Barbarand *et al.* (2003a&b) expliquent que les substitutions entraînent des changements du réseau cristallin et donc de la structure du cristal, et donc que celles-ci peuvent être observées au niveau des paramètres de maille de l'unité cristalline. Ils déterminent alors que le chlore apparaît comme l'élément influençant le plus la cicatrisation des traces. En effet, les apatites riches en Cl sont plus résistantes à la cicatrisation. Les terres rares ont également une influence sur les apatites pauvres en Cl.

Ainsi la composition chimique des apatites semble fortement influencer la cicatrisation des traces de fission et donc la reconstitution de l'histoire thermique de l'échantillon/du terrain étudié.

B. Les cosmonucléides

1. Principe

Les cosmonucléides sont l'ensemble des isotopes (radioactifs ou non) formés dans l'environnement terrestre lors de réactions nucléaires induites par les particules constituant le rayonnement cosmique.

Le ^{10}Be est l'isotope radiogénique qui décroît par émission d'un rayonnement β^- avec une période de demi-vie de $1,5 \cdot 10^6$ ans. Le ^{10}Be est produit par des réactions de spallation induites par les protons (particules primaires), neutrons de haute énergie (particules secondaires) des rayonnements cosmiques, sur l'azote et l'oxygène. La majorité des réactions se font dans la haute atmosphère car au niveau de la mer seul 0,00003% des particules primaires perdurent. 0,1% des particules secondaires atteignent la surface terrestre avec suffisamment d'énergie pour réagir avec les éléments contenus dans les minéraux des roches exposées à la surface. Les nucléides ainsi produits sont dits cosmonucléides produits in-situ. Ce ^{10}Be produit dans les réservoirs tels que les sédiments ou la glace polaire, va alors s'accumuler lentement au cours des années (Yiou & Raisbeck, 1985).

La production de l'isotope ^{10}Be dépend donc du flux de rayonnement cosmique mais également du champ géomagnétique terrestre et des propriétés d'absorption de la matière traversée. Il existe donc des variations en fonction de la latitude, de l'altitude, de la géométrie du site et de la profondeur sous la surface (Siame *et al.*, 2000). Les concentrations en cosmonucléides sont proportionnelles à la stabilité géomorphologique des surfaces exposées aux rayonnements.

Cette méthode de datation permet une détermination de l'âge d'exposition au rayonnement cosmique et d'un taux d'érosion du matériel, ici les sédiments continentaux. Grâce à sa période de demi-vie, on peut utiliser cette méthode sur des dépôts de quelques centaines de milliers d'années.

2. Méthode

L'échantillonnage pour l'analyse des nucléides cosmogéniques a été effectué sur la coupe Kuitun He dans la partie terminale de la section. 15 échantillons ont été prélevés, avec un pas d'échantillonnage d'environ 50 m, dans des lentilles gréseuses plus ou moins riches en quartz.

La préparation des échantillons ainsi que leur analyse a été réalisé au CEREGE, par l'équipe du Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques, grâce à la collaboration avec Monsieur le Professeur Didier Bourlès. Les mesures ont été réalisées par le Spectromètre de Masse par Accélérateur de 5 Millions de volts (AMS) instrument national de l'INSU (ASTERisques, fig.II.24).



Fig.II.24 : Photo du Spectromètre de Masse par Accélérateur de 5 Millions de volts du CEREGE (d'après http://www.cerege.fr/?masque=inc-service&id_rubrique=27&sous_masque=inc-sitem&id_onglet=-1&id_article=450).

La méthode utilise le quartz comme minéral. En effet, il contient les atomes de Si et O qui sont les principales cibles pour la production in-situ de ^{10}Be (O) et de ^{26}Al (Si). De plus ce minéral est ubiquiste, abondant à la surface terrestre et dans les sédiments détritiques continentaux et peu altérables. De plus, par son réseau cristalllographique serré, il existe peu de pertes par diffusion et relativement peu de contamination par du ^{10}Be atmosphérique (fig.II.25).

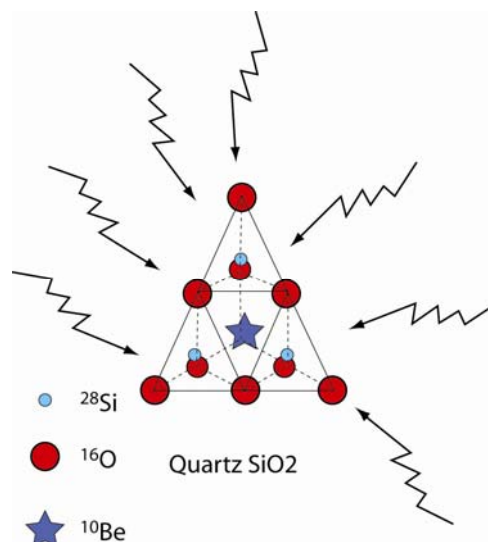


Fig.II.25 : Structure d'un cristal de quartz montrant la formation d'un atome de béryllium 10.

Le taux de production dans ce minéral a été calculé de façon empirique (Lal, 1991 et Stone, 2000) en prenant en compte les concentrations mesurées sur des roches d'âges connus

à des latitudes et altitudes différentes et de la pression atmosphérique. Nous savons qu'il diminue exponentiellement avec la profondeur du matériel traversé, en fonction de la géométrie d'exposition et de la latitude et de l'altitude. Les différentes équations pour les calculs sont détaillées dans l'article de Siame *et al.*, 2000.

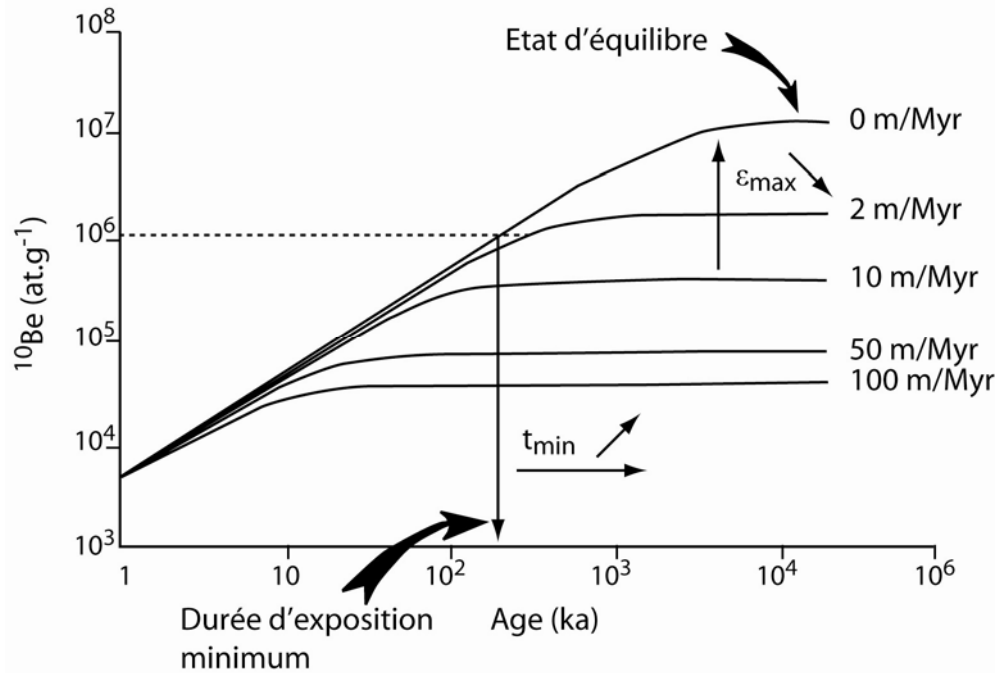


Fig.II.26 : Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps et du taux d'érosion (d'après Braucher, 1998 et Siame, 1998).

Connaissant l'évolution des concentrations en ^{10}Be en fonction du temps et selon l'état de surface, on peut soit déterminer un taux d'érosion, soit une durée d'exposition (fig.II.26). En effet, la concentration en ^{10}Be produit *in-situ* est, comme nous l'avons dit précédemment, fonction de l'atténuation différentielle des neutrons et des muons dans les roches sus-jacentes. Si on considère un taux d'érosion négligeable, on détermine alors une durée d'exposition aux rayonnements cosmiques d'un échantillon en mesurant sa concentration en ^{10}Be produit *in-situ*. En revanche, si les surfaces étudiées présentent des durées d'exposition suffisamment longues pour atteindre l'état stationnaire dont la concentration caractéristique ne dépend que du taux d'érosion, alors on calcule un taux d'érosion maximal (Siame *et al.*, 2000).

IV. Les sites d'études

Les sites étudiés durant ces travaux de thèse sont au nombre de trois, tous situés sur le piedmont nord du Tianshan.

A. *Jingou He*

1. Généralités

La Jingou He, située près de la ville de Shawan (~170 km à l'Ouest d'Urumqi), incise le piedmont nord du Tianshan (fig.II.27) et plus précisément l'anticlinal de Huo'erguosi Burchfiel *et al.* (1999), A3 sur la figure I.16 (Avouac & Tapponnier, 1993). Cette rivière permet la mise à l'affleurement continu de sédiments néogènes à quaternaires (fig.II.28). On observe ainsi les formations cénozoïques décrites précédemment : Anjihaihe, Shawan, Taxihe, Dushanzi et Xiyu.

Les restes fossiles sont quasi inexistantes, à l'exception d'un. En effet, à 3165 m, entre les échantillons paléomagnétiques 411 et 413 de la formation Dushanzi, 2 molaires ont été découvertes ainsi qu'une mâchoire inférieure droite avec les deux dernières molaires m2 et m3 appartenant à un bovidé (fig.II.29). Les dimensions maximales de la molaire m2 mesurées par S.Sen du Muséum d'histoire Naturelle de Paris, sont 19,6 x 10,6 mm, celles de la molaire m3 sont 30,4 x 10,9 mm. Ces dents ont une couronne hypsodonte c'est-à-dire une couronne haute ayant une croissance continue dont l'usure compense le développement, la hauteur restant ainsi à peu près constante. Leur face linguale est légèrement bombée et il manque l'ectostylide. La troisième molaire possède une troisième proéminence. Grâce à l'index de l'hypsodonte (105) de la troisième molaire, la moins usée, le spécimen semble appartenir à un animal du type antilope. Après différentes observations et recherche sur la taxonomie, Charreau *et al.* (2008), identifient le spécimen comme venant de l'espèce *Hypsodontus*, vivant au Miocène Moyen car sa taille est proche de celle de *H. pronaticornis* (Köhler, 1987) et de « *Turkocerus* » *grangeri* (Pilgrim, 1934).

Malgré cet indice paléontologique, la datation reste insuffisante, c'est pourquoi la magnétostratigraphie a été utilisée afin de dater cette section.

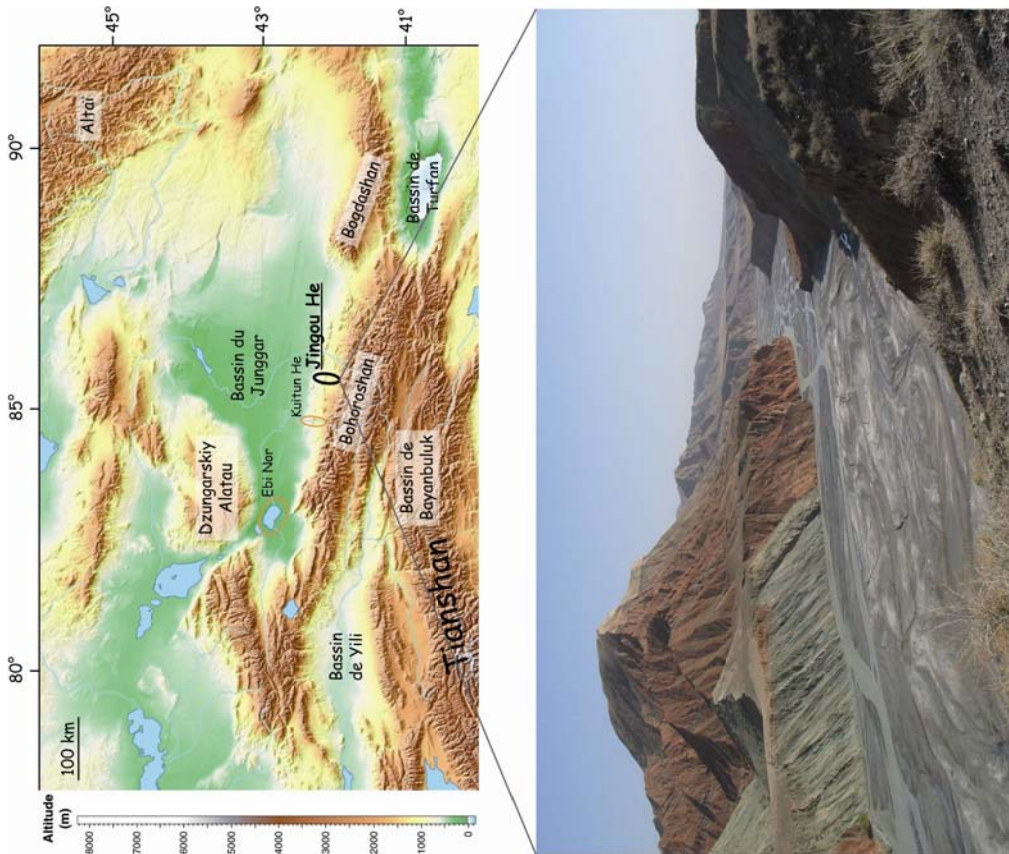


Fig.II.27 : Carte topographique du bassin du Junggar et des chaînes de montagnes l'entourant : Le Tianshan, l'Alatau et l'Altaï. Localisation de la Jingou He, ainsi qu'une photo de la rive est.

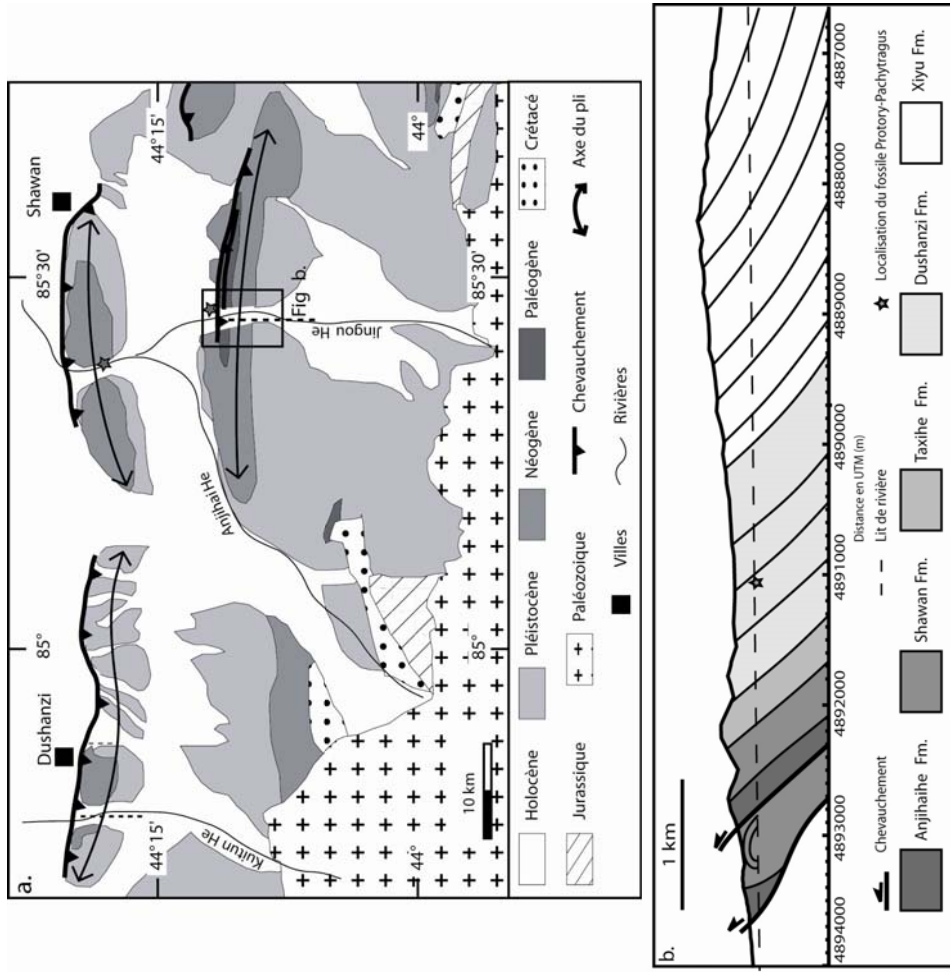


Fig.II.28: (a) Carte géologique de la zone de l'anticlinal de Huo'erguosi (d'après Avouac & Tapponnier, 1993). (b) Coupe de l'anticlinal de Huo'erguosi.

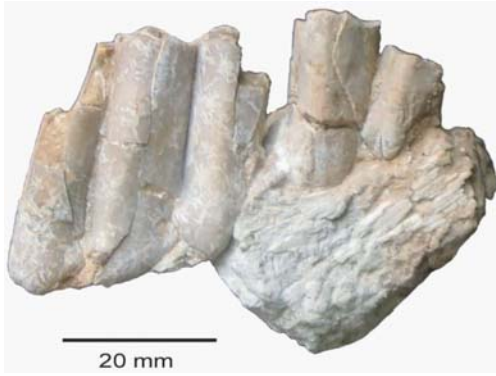


Fig.II.29 : Vue latérale d'un fragment d'une machoire inférieure d'*Hypsodonthus* sp. Avec les restes de la deuxième et troisième molaire.

2. Magnétostratigraphie

La datation par magnétostratigraphie a été réalisée par Charreau (2005) durant sa thèse. Elle a porté sur l'analyse de 756 échantillons sur 2497 m d'épaisseur et présente 34 chrons (fig.II.30). Un chron est en paléomagnétisme, la durée d'une époque de polarité normale ou inverse. La corrélation de la colonne de polarité de la Jingou He avec l'échelle de référence fournit une période pour cette coupe sédimentaire entre ~1 Ma et ~23,6 Ma (Charreau *et al.*, 2008). Le taux de sédimentation varie en fonction du temps. Une première augmentation est observée à ~15 Ma passant de $0,1 \pm 0,05$ mm/an à $0,18 \pm 0,05$ mm/an, puis une seconde de $0,18 \pm 0,05$ mm/an à $0,29 \pm 0,10$ mm/an vers 11 Ma.

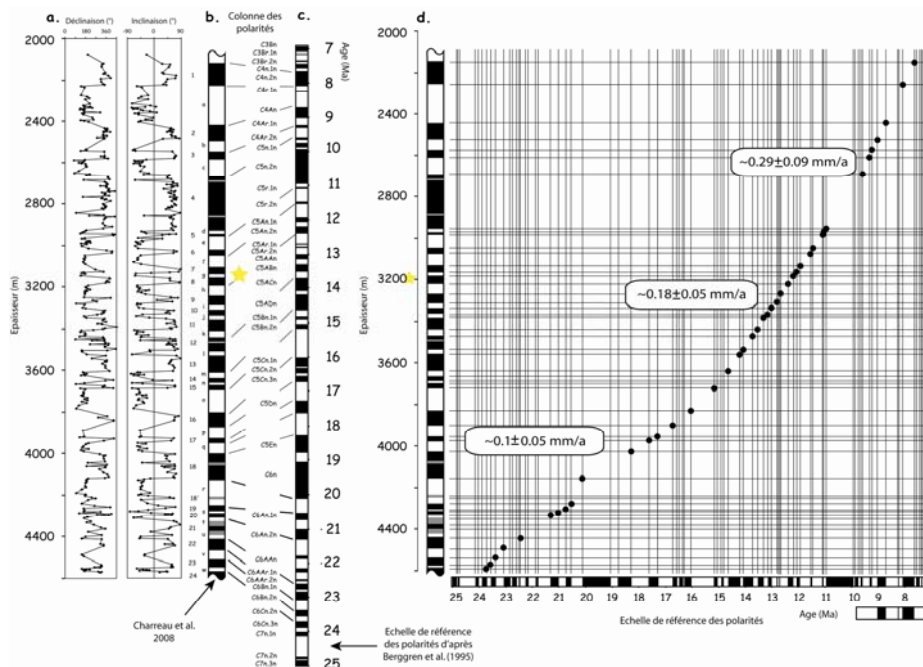


Fig.II.30: Résultats de l'étude magnétostratigraphique de la coupe Jingou He avec : (a) colonnes de déclinaison et d'inclinaison magnétiques; (b, c) colonnes des polarités magnétiques de Charreau et al. (2005) et de référence Berggren et al. (1995); (d) graphique des âges en fonction de l'épaisseur pour la détermination du taux de sédimentation moyen (d'après Charreau et al., 2008).

B. Kuitun He

1. Généralités

La Kuitun He, située ~230 km à l'ouest d'Urumqi, est une des nombreuses rivières qui drainent le piémont nord du Tianshan et alimentent le bassin du Junggar et le lac Ebi Nor (fig.II.31).

La Kuitun He possède un débit annuel moyen de 20 m³/s, mais il paraît être principalement concentré durant la période estivale (fig.II.32).

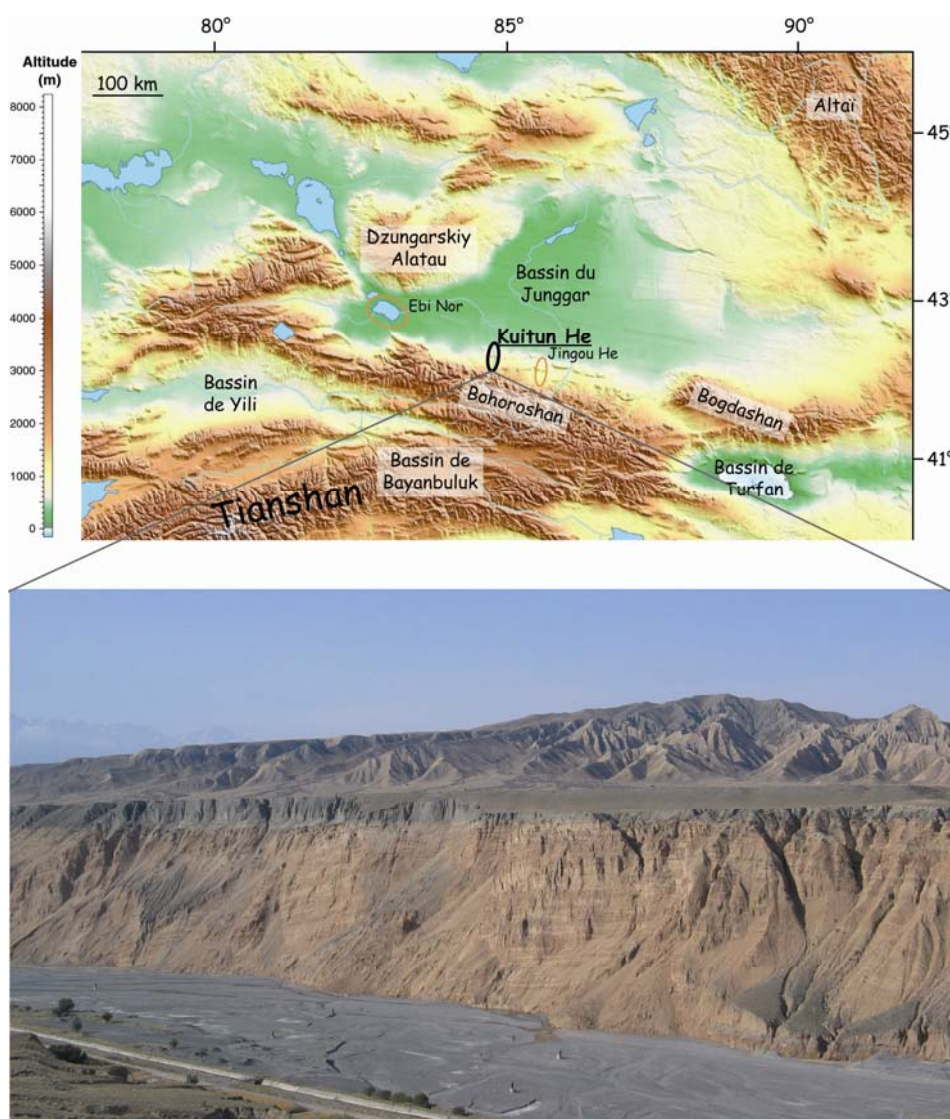


Fig.II.31: Carte topographique du bassin du Junggar et des chaînes de montagnes l'entourant : Le Tianshan, l'Alatau et l'Altai. Localisation de la Kuitun He, ainsi qu'une photo de la rive ouest.

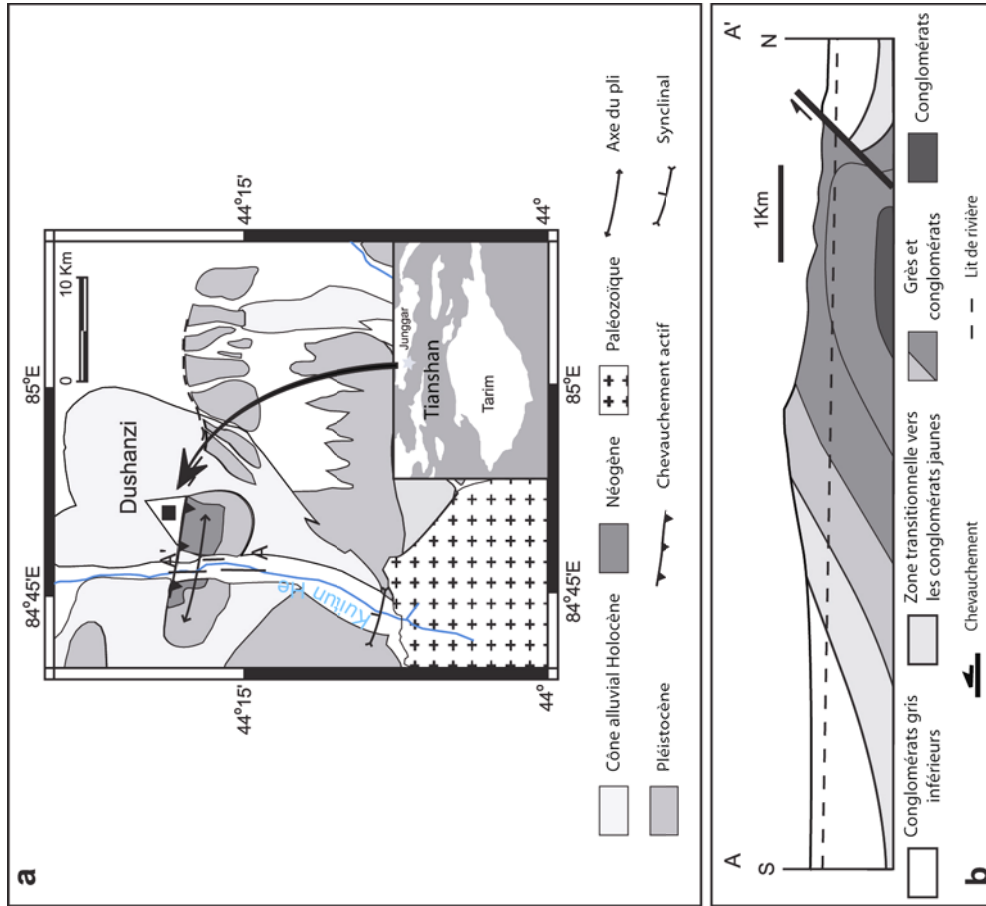


Fig.II.33: (a) Carte géologique de la zone de l'anticlinal de Dushanzi (d'après Avouac & Tapponnier, 1993). (b) Coupe de l'anticlinal de Dushanzi.

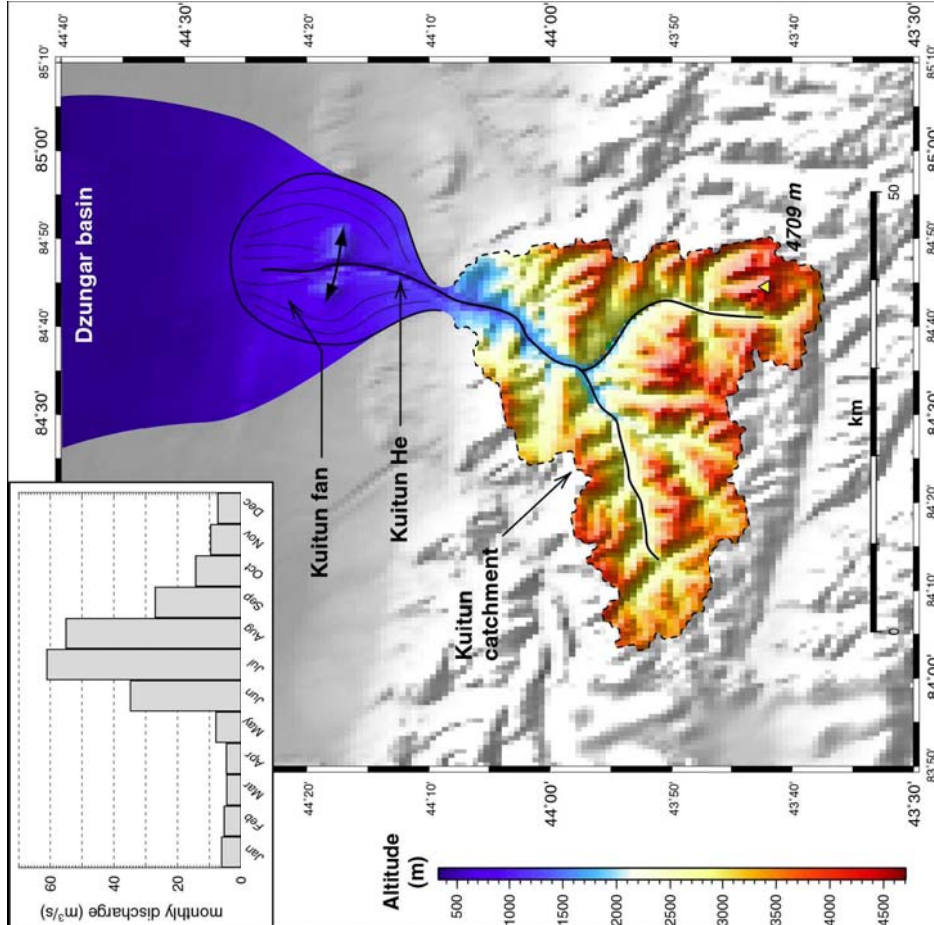


Fig.II.32: Localisation du cône et du bassin versant de la Kuitun He située sur le piedmont nord du Tianshan (topographie GTOPO30). En haut est indiquée les débits annuels, avec un maximum durant l'été (d'après Poisson, 2002).

Grâce à son incision depuis l'Holocène au niveau d'un anticlinal de rampe à vergence nord, A7 (fig.I.16 ; Avouac *et al.*, 1993) et de direction est-ouest, cette rivière expose une série remarquablement continue de sédiments néogènes à quaternaires, telles les formations de Taxihe, Dushanzi et Xiyu décrites précédemment. Cet anticlinal est notamment appelé l'anticlinal de Dushanzi selon Burchfiel *et al.* (1999) (fig.II.33). Ce dernier propose un raccourcissement de 2 à 2,5 km pour cette section, basé sur une coupe équilibrée établie à partir de données sismiques et sur une profondeur de 5,75 km pour la zone de détachement.

Malgré des recherches paléontologiques, seuls des débris de végétaux du genre *Iodes*, ayant un âge allant de l'Eocène à l'Actuel, ont été trouvés. Ces végétaux sont des indicateurs d'un environnement chaud et humide comme actuellement en Afrique, en Inde et au Madagascar.

Une étude palynologique a été menée par S. Sen du Muséum d'histoire Naturelle de Paris sur 4 échantillons montrant la présence de pollens *Artemisia*. Ce genre de pollens s'est développé depuis l'Oligocène, avec une forte expansion au Pliocène.

Le manque d'indices paléontologiques nous a obligé à utiliser la magnétostratigraphie comme méthode de datation.

2. Magnétostratigraphie

La datation par magnétostratigraphie réalisée par Charreau (2005) durant sa thèse. Elle a porté sur l'analyse de 801 échantillons sur 1559 m. La colonne sédimentaire présente 16 chrons de polarité inverse et normale (fig.II.34). La corrélation de la colonne de cette étude avec l'échelle de référence révèle que les sédiments de cette coupe sédimentaire ont été déposés entre 3,1 et 10,5 Ma (Charreau *et al.*, 2005) avec un taux de sédimentation relativement stable de l'ordre de $0,21 \pm 0,01$ mm/an. Ce taux est relativement compatible avec les observations dans les régions des alentours (e.g. 0,15 – 0,5 mm/an à Siwalike, 0,2 à 0,35 mm/an à Altyn Tagh).

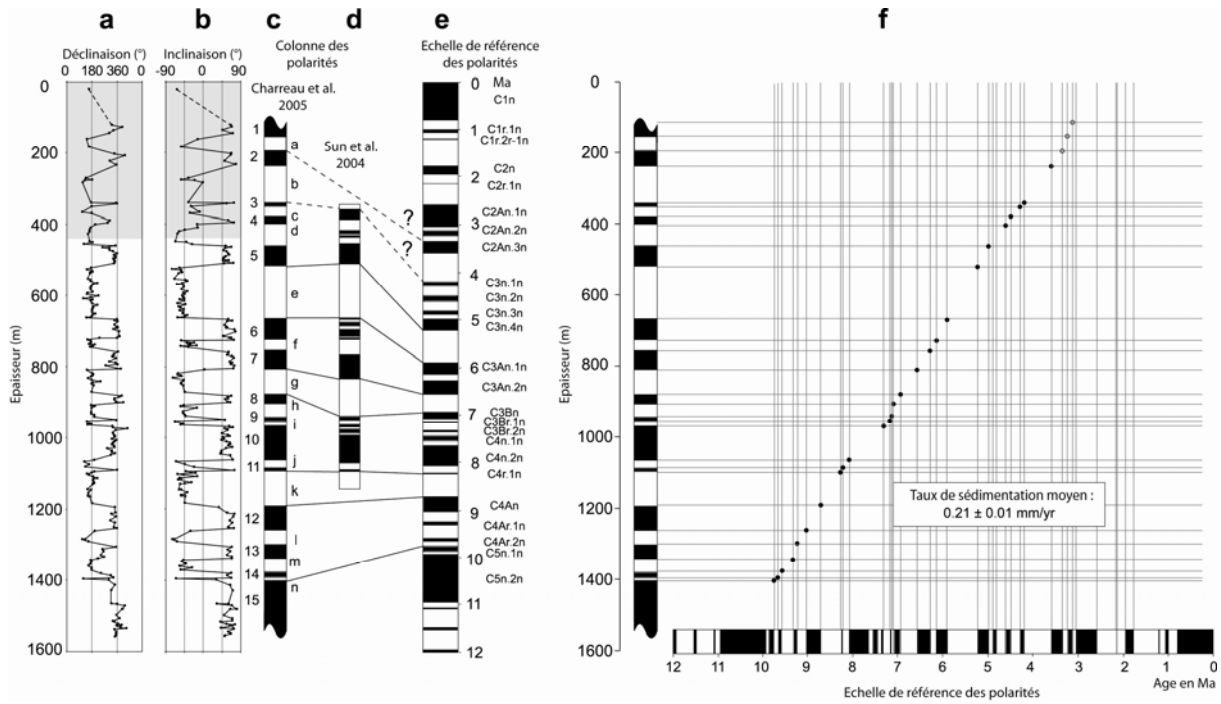


Fig.II.34: Résultats de l'étude magnétostratigraphique de la coupe Kuitun He avec : (a) colonne de déclinaison magnétique; (b) colonne d'inclinaison magnétique; (c, d, e) colonnes des polarités magnétiques de Charreau et al. (2005), de Sun et al. (2004), et de référence Berggren et al. (1995); (f) graphique des âges en fonction de l'épaisseur pour la détermination du taux de sédimentation moyen (d'après Charreau et al., 2005).

C. Ebi Nor

1. Généralités

Le site Ebi Nor se situe au sud-ouest du bassin du Junggar entre la chaîne du Tianshan au sud et la chaîne du Dzungarskiy Alatau au nord (fig.II.35). Ce lac a actuellement une faible tranche d'eau, en moyenne moins de 1m. Sa superficie est d'environ 550 km². Dans cette région, le manque d'eau a engendré une irrigation intensive du lac depuis les années 1950, provoquant une nette diminution (~50 %) de son volume d'eau et une forte augmentation de la salinité (100 g/L), le rendant ainsi hypersalé.

Le réseau hydrographique nourrissant le lac est développé à la fois sur la chaîne du Tianshan et sur l'Alatau, comme le montre la figure II.36 (Poisson, 2002). Cependant on peut voir que les rivières drainant le bassin versant de l'Alatau représentent une faible partie contrairement aux rivières du Tianshan, qui sont notamment la Kuitun He, la Jing He, la Anjihai He et la Sikeshu He.

Les débits annuels de ces rivières varient en fonction de leurs positions géographiques dans le bassin (fig.II.36). On observe que la Bortala He atteint son débit maximum en hiver alors que les rivières situées plus à l'est atteignent leur débit maximum en été.

Pour les précipitations annuelles (fig.II.36), on note également une différence selon la région. Les précipitations à Tacheng (au nord de l'Alatau) et à Yining (dans la vallée de Yili, au sud de la partie nord du Tianshan) sont fortes au printemps, comme dans les autres régions au nord du Tianshan, mais également en automne.

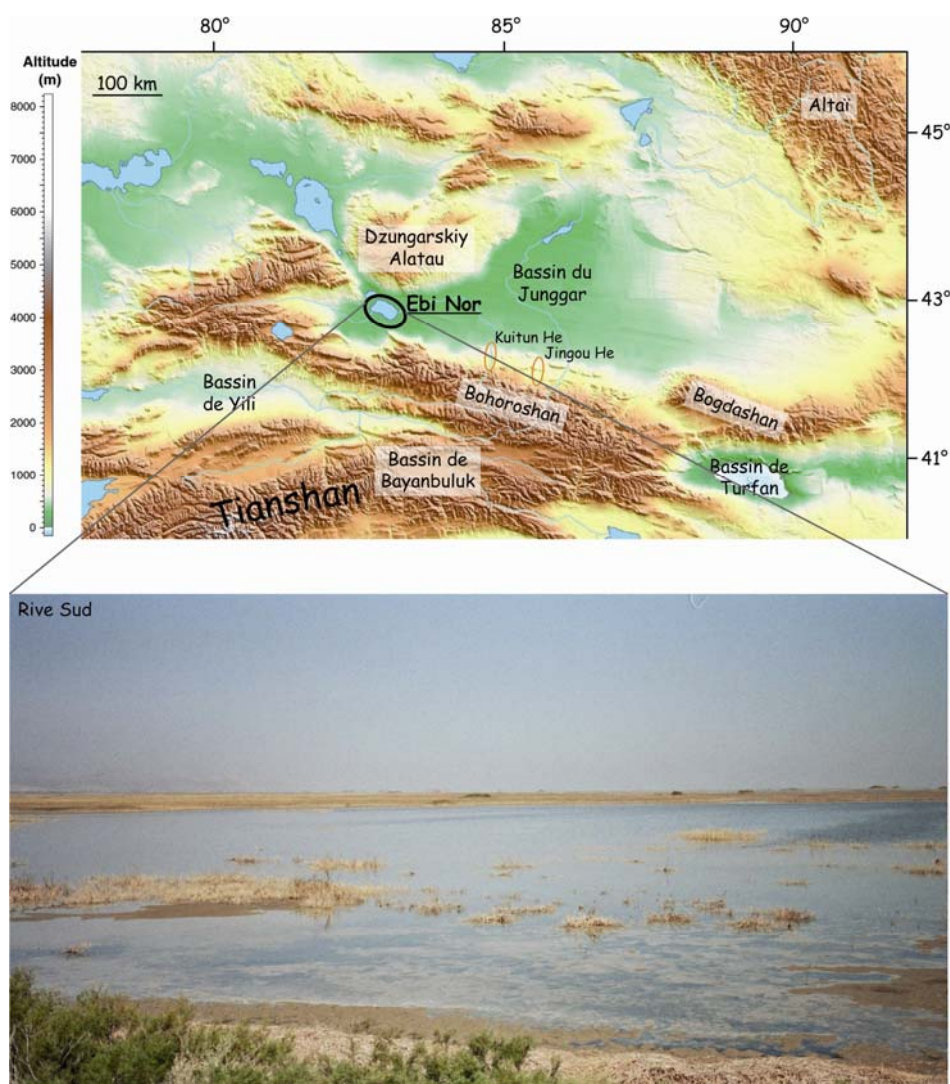


Fig.II.35 : Carte topographique du bassin du Junggar et des chaînes de montagnes l'entourant : Le Tianshan, l'Alatau et l'Altai. Localisation du site Ebi Nor, au sud-ouest du bassin du Junggar ainsi qu'une photo prise de la rive sud.

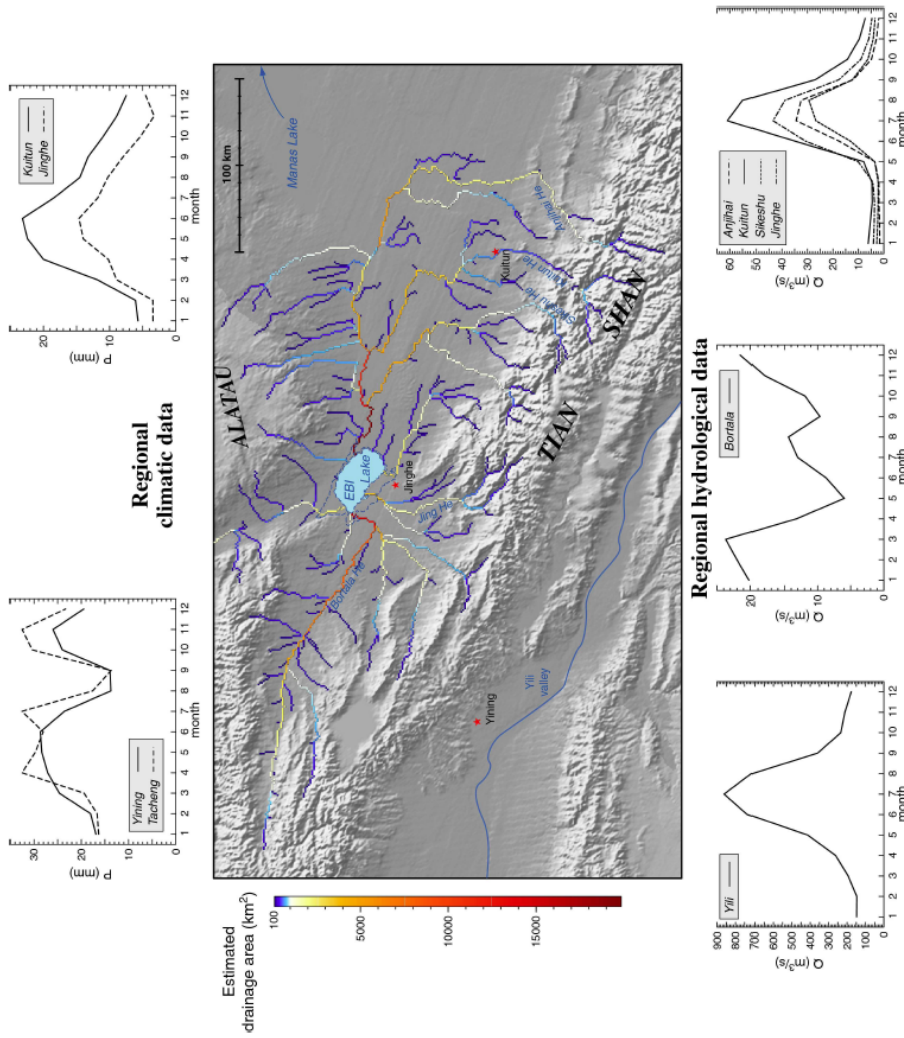


Fig.II.36 : Réseau de drainage dans le bassin du Junggar basé sur le modèle Hydro1K (résolution 1km). En bas, sont représentés les débits annuels de différentes rivières se jetant dans le site Ebi Nor (Bortala, Anjihai, Kuitun, Sikeshe et Jing He) et de la rivière Yili pour comparaison. En haut, sont indiquées les précipitations annuelles (site internet de l'Institut de Physiques Atmosphériques de Beijing) (d'après Poisson, 2002).



Fig.II.37 : Photo du forage réalisé dans les sédiments du site Ebi Nor en novembre 2004.

Le site d'étude d'Ebi Nor (E83°24'08" – N44°54'16") a été choisi car le Geological Survey du Xinjiang a mis à notre disposition les carottes obtenues lors d'un forage hydrologique situé à 5 km au sud-est du lac (figure II.37). Nous avons ainsi pu prélever 1500 échantillons (600 kg). D'après une estimation du Geological Survey du Xinjiang la base de cette carotte qui atteint 501 m pourrait correspondre au Quaternaire inférieur (2 Ma). Ces échantillons silteux et argileux sont parvenus à l'ISTO durant la première semaine de janvier 2005.

JINGQOU HE



I. Sédimentologie

Le levé du log de la section Jingou He a été effectué durant la mission 2006 sur une longueur de 2700 m à l'échelle 1/500. Durant la mission de 2007, 2000 m ont été levés en plus, au sommet de la section, afin de faire une description totale de la formation Xiyu. Au total, la coupe Jingou He mesure donc environ 4700 m.

La retranscription sous forme schématique a été faite à l'échelle 1/5000 afin de voir les variations entre les différentes unités de faciès décrites et en vue de la comparaison avec les résultats issus des analyses de la matière organique (MO) et des minéraux lourds (ML).

Dans cette étude, seuls les 3000 premiers mètres sont présentés car ils permettent une bonne description des différentes formations et correspondent à la zone échantillonnée (Fig.III.13). Sur cette figure, sont également reportés les noms des formations, les unités de faciès, les âges magnétostratigraphiques, les environnements sédimentaires et les échantillons prélevés.

La coupe de la Jingou He met à l'affleurement les 5 formations cénozoïques suivantes, déjà décrites dans le §IV du chapitre I : Anjihai He, Shawan, Taxi He, Dushanzi et Xiyu. L'analyse des faciès sédimentaires a permis de poser des limites nettes à ces différentes formations stratigraphiques.

Ces formations ont été subdivisées en unités de faciès numérotées de 1 à 12, de la base au sommet de la coupe. Elles ont ensuite été interprétées en termes d'environnements sédimentaires.

A. Anjihai He Fm.

Cette formation se repère aisément sur le terrain par sa couleur vert-gris. Elle mesure environ 170 m de puissance. D'après les datations par magnétostratigraphie réalisées par Charreau *et al.* (2008), le sommet de l'Anjihai He serait daté à ~23,6 Ma soit à la limite Oligocène – Miocène. Quant à sa base, elle serait estimée à ~25,1 Ma.

Cette formation a été subdivisée en deux unités de faciès.

1. Unité 1 : U1

Cette unité d'environ 90 m (Fig.III.1a) est composée de marnes silteuses, de couleur verte (Fig.III.1b), présentant une lamination plane. Elles sont associées à quelques bancs de mudstones (Fig.III.1c) et des crachées bioclastiques à gastéropodes d'eau douce (Fig.III.1d). Les marnes à lamination plane indiquent un milieu aquatique calme et la couleur verte, des conditions de réduction (Fe^{2+}). Elles indiquent un environnement correspondant à un système lacustre réduit avec une production carbonatée.

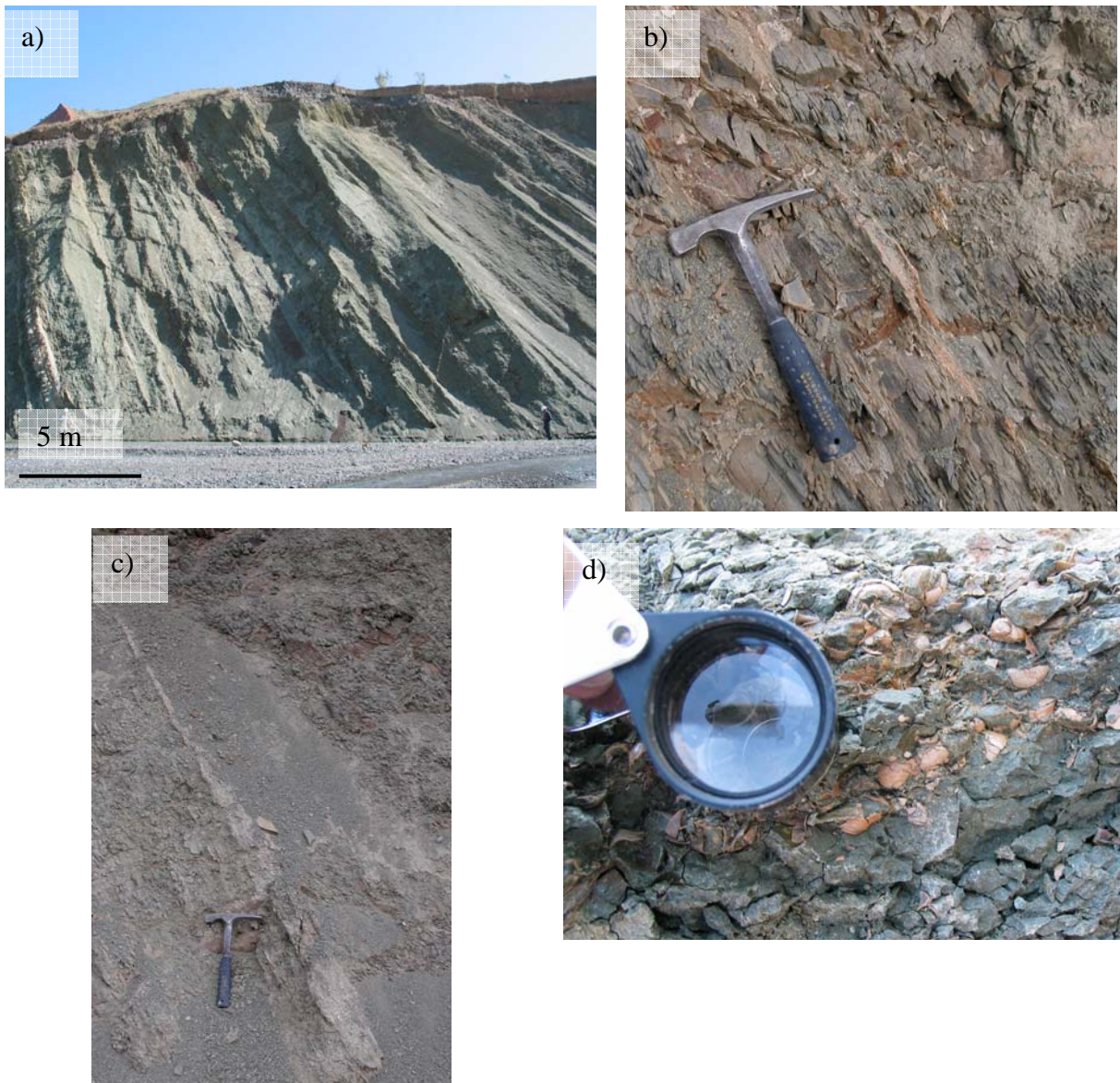


Fig.III.1 : Photos illustrant les faciès de l'unité 1 de l'Anjihai He Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) zoom sur les marnes silteuses vertes ; c) un banc de mudstone entouré de marnes silteuses ; d) zoom sur les gastéropodes des niveaux bioclastiques.

2. Unité 2 : U2

Le passage à l'unité 2 se fait progressivement. Cette unité (~80 m) possède, les mêmes types de faciès que l'unité 1 (Fig.III.2a). Cependant, y apparaissent des niveaux de sables moyens à grossiers (Fig.III.2b), qui peuvent être massifs grano-classés ou laminés. Dans la partie terminale de cette unité, les niveaux les plus grossiers présentent souvent des structures sédimentaires de type ride 3D, des litages obliques arqués et des bases érosives (Fig.III.2c). Les niveaux détritiques et les structures sédimentaires retrouvées nous indiquent la présence de courants érosifs.

Cet ensemble de faciès permet de dire qu'il s'agit toujours d'un environnement de type lacustre carbonaté réduit, mais avec des apports terrigènes.

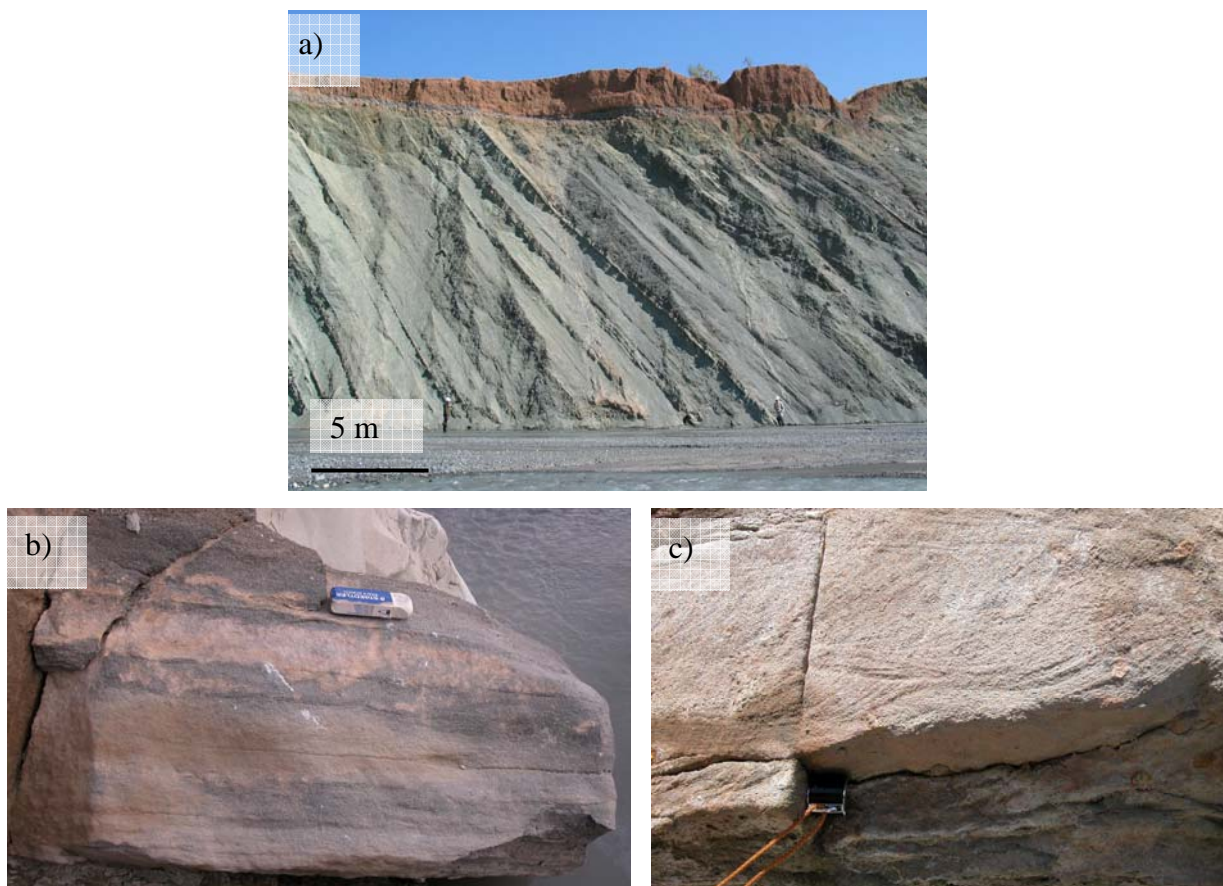


Fig.III.2 : Photos illustrant les faciès de l'unité 2 de l'Anjihai He Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) zoom sur les bancs de sables moyens à grossiers laminés plan ; c) zoom sur un banc de grès grossiers avec des structures de rides 3D.

La formation Anjihai He est donc représentative d'un environnement lacustre carbonaté réduit avec des apports terrigènes de plus en plus importants et grossiers vers le sommet.

B. Shawan Fm.

Le passage à cette formation se fait brutalement et se distingue sur le terrain par le passage des couleurs vert-gris à rouge. Elle mesure environ 480 m. D'après les datations par magnétostratigraphie réalisées par Charreau *et al.* (2008), le sommet de la formation Shawan est daté à ~20,1 Ma.

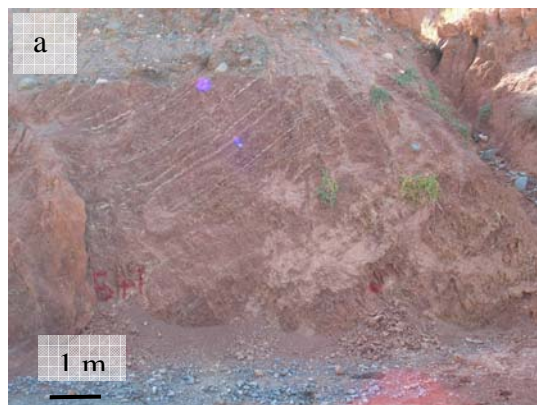
Cette formation a été subdivisée en trois unités de faciès.

1. Unité 3 : U3

L'unité de faciès 3 mesure environ 120 m. Son sommet est daté à ~22,5 Ma (Fig.III.3a).

Elle est constituée principalement par des silts à argiles, de couleur rouge (Fig.III.3b). On y distingue également des bancs de grès moyens à grossiers laminés, des chenaux de grès grossiers à des conglomérats à graviers avec une base érosive et des structures de type ride 3D, litages entrecroisés (Fig.III.3c).

La couleur rouge est caractéristique d'un milieu subaérien à aérien et donc de conditions d'oxydation. Les structures sédimentaires montrent l'existence de nombreux courants. L'unité 3 est représentative d'un système lacustre oxydé avec des apports terrigènes, et proche d'un système fluvial.



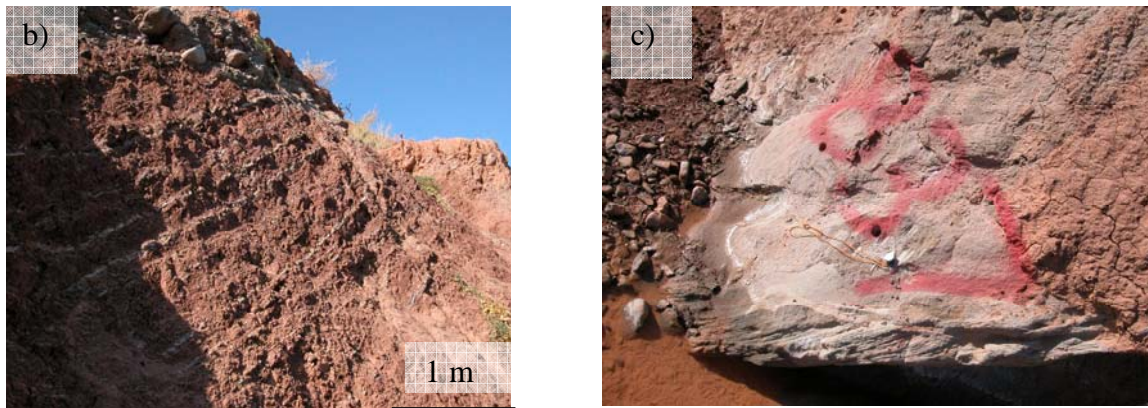


Fig.III.3 : Photos illustrant les faciès de l'unité 3 de la Shawan Fm. ; a) section de la formation sur la rive Ouest ; b) zoom sur les hétérolithiques des silts à argiles rouges avec des niveaux de grès fins à moyens réduits ; c) un banc de grès grossiers avec des structures de rides 3D à sa base.

2. Unité 4 : U4

Le passage à l'unité 4 est assez franc. Cette unité a une épaisseur d'environ 290 m et son sommet est daté à ~20,5 Ma (Fig.III.4a). Elle se compose de nombreux tapis algaux (Fig.III.4b) et des mêmes faciès que l'unité 3, i.e. de silts à argiles rouges, de bancs de grès moyens à grossiers laminés, des chenaux à grès grossiers à des conglomérats à graviers à base érosive (Fig.III.4c) et avec, cette fois-ci, des structures de type litages plans horizontales.

Néanmoins, les silts et les grès moyens à grossiers sont fortement bioturbés, on note la présence de nombreux nodules carbonatés (Fig.III.4d), de terriers et de manchons racinaires (Fig.III.4e).

Cette unité de faciès caractérisée par les tapis algaux et de nombreuses bioturbations, indique un milieu sub-aérien et parfois aquatique où la faune et la flore peuvent se développer dans des conditions plus calmes. Elle se définit comme un environnement de type système fluvial avec une plaine d'inondation à marécages.

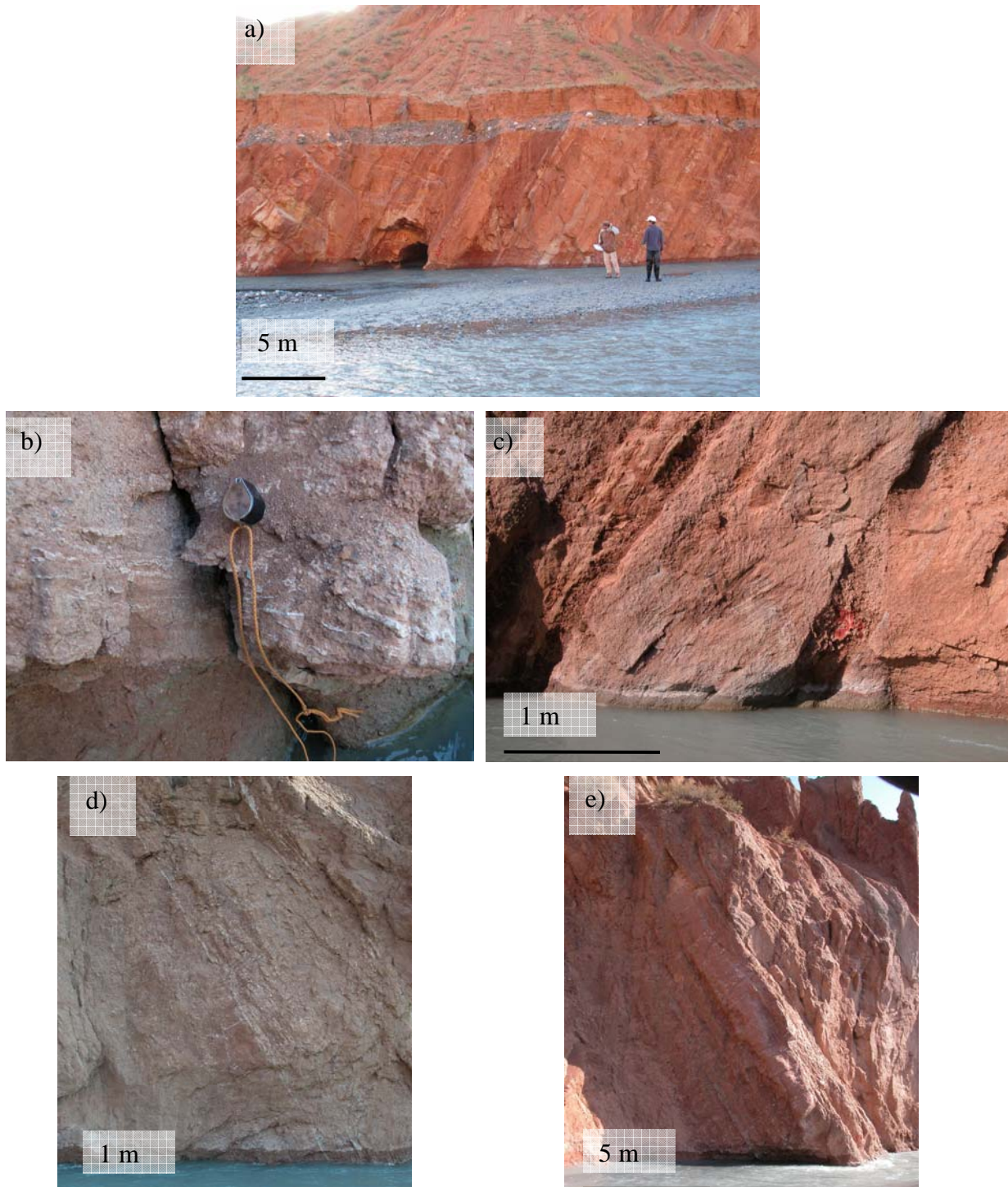


Fig.III.4 : Photos illustrant les faciès de l'unité 4 de la Shawan Fm. ; a) section de la formation sur la rive Ouest ; b) zoom sur les tapis algaux ; c) un banc chenalisant de grès grossiers avec un litage entrecroisé et une base érosive ; d) niveau de grès moyens à grossiers bioturbés avec des nodules carbonatés (à droite de la photo) et des manchons racinaires (à gauche) ; e) niveau de silts à argiles rouges bioturbés par des manchons racinaires et par des terriers.

3. Unité 5 : U5

L'unité 5 (Fig.III.5a), d'environ 60 m, est formée d'hétérolithiques de silts massifs rouges, associés à des grès moyens à grossiers massifs laminés (Fig.III.5b). On y voit aussi des chenaux, de grès grossiers à des conglomérats à graviers, à base érosive et avec des structures de type rides 3D (Fig.III.5c). Les sédiments deviennent moins bioturbés, il reste cependant des traces pédogéniques, les nodules carbonatés disparaissent progressivement, et il y a absence des tapis algaux.

Les nombreux niveaux détritiques présents sous forme de chenaux indiquent un système fluviatile bien développé. Cette unité correspond à un système fluviatile avec une plaine d'inondation à sédiments fins et traces pédogéniques.

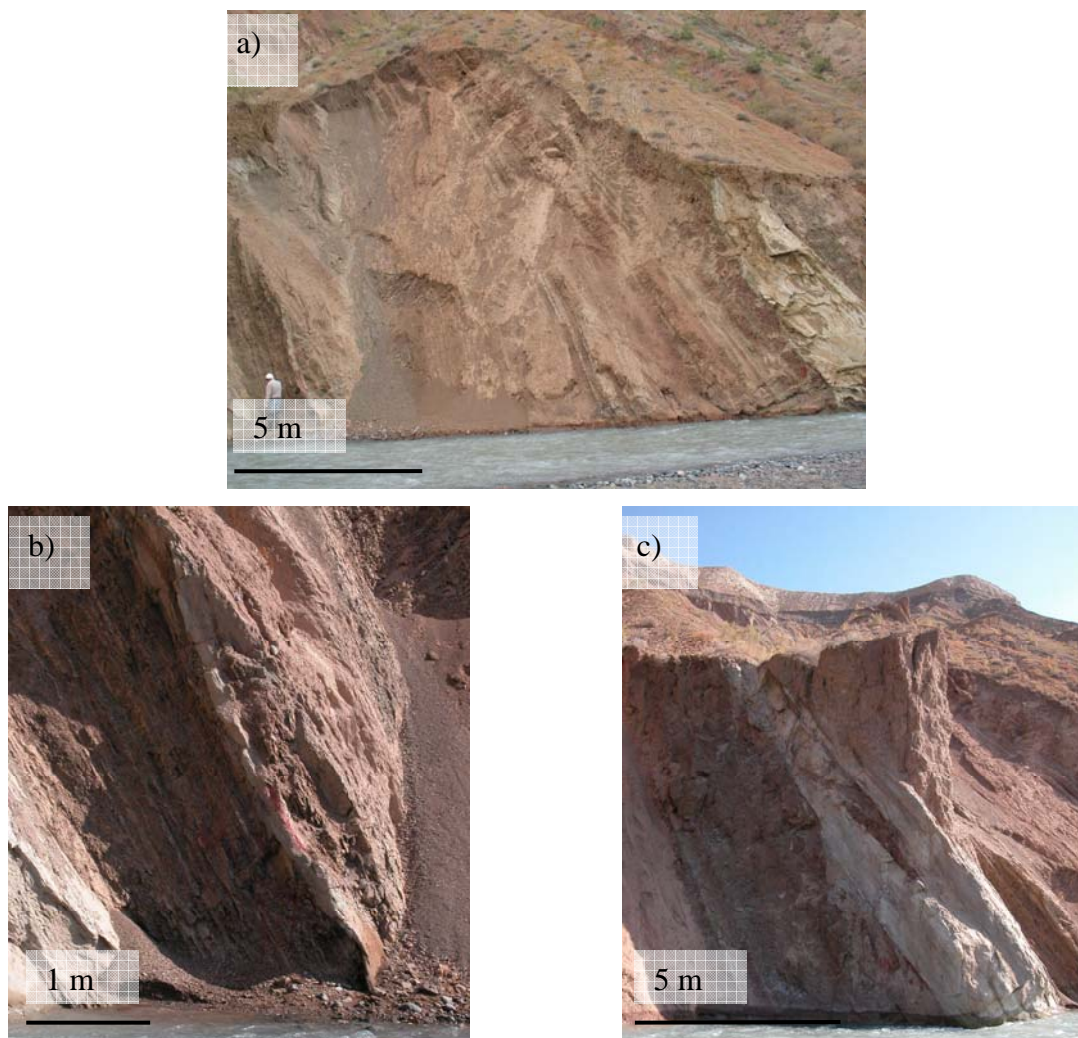


Fig.III.5 : Photos illustrant les faciès de l'unité 5 de la Shawan Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) hétérolithiques de silts rouges et de grès moyens à grossiers ; c) un banc chenalisant de grès.

La formation Shawan peut donc se définir comme un système fluviatile avec un passage progressif d'un milieu aquatique-subaquatique (unité 3) à un environnement à marécages (unité 4), puis à un milieu subaérien à grains fins, (unité 5).

C. Taxi He Fm.

Le passage à cette formation se fait progressivement. Sur le terrain, la transition est marquée par l'apparition de bancs de couleurs vert-gris. Elle mesure environ 270 m. D'après les datations par magnétostratigraphie réalisées par Charreau *et al.* (2008), le sommet de la formation Taxi He est daté à ~16 Ma.

Cette formation a été subdivisée en trois unités de faciès.

1. Unité 6 : U6

Cette unité de faciès mesure environ 155 m. Son sommet est daté à ~17,2 Ma (Fig.III.6a). Elle est composée d'une alternance entre les unités de faciès 2 et 3. Il y a donc une cyclicité entre un environnement de type système lacustre oxydé terrigène et un environnement de type lac carbonaté réduit avec des apports terrigènes.

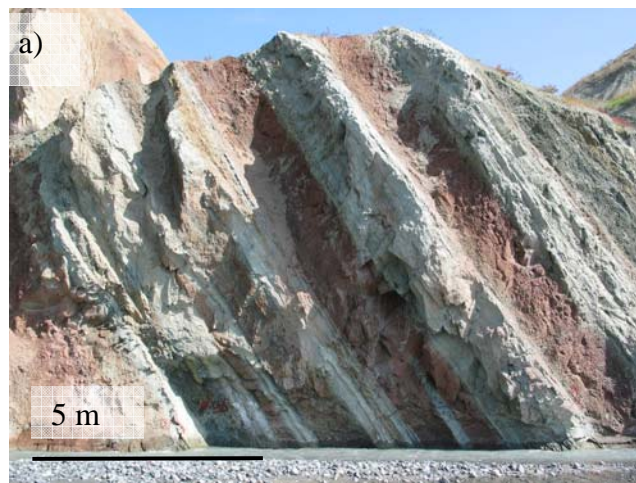


Fig.III.6a : Photo illustrant une section de l'unité 6 de la Taxi He Fm., sur la rive Est.

2. Unité 7 : U7

L'unité 7 (~80 m) a un sommet daté à ~16,5 Ma et voit la disparition complète des faciès de l'unité 3 (Fig.III.7a). Elle est alors constituée essentiellement des faciès de l'unité 2, avec des niveaux bioclastiques (Fig.III.7b) et des marnes silteuses (Fig.III.7c). Elle

correspond ainsi à la mise en place d'un environnement de type lac carbonaté réduit avec des apports terrigènes.

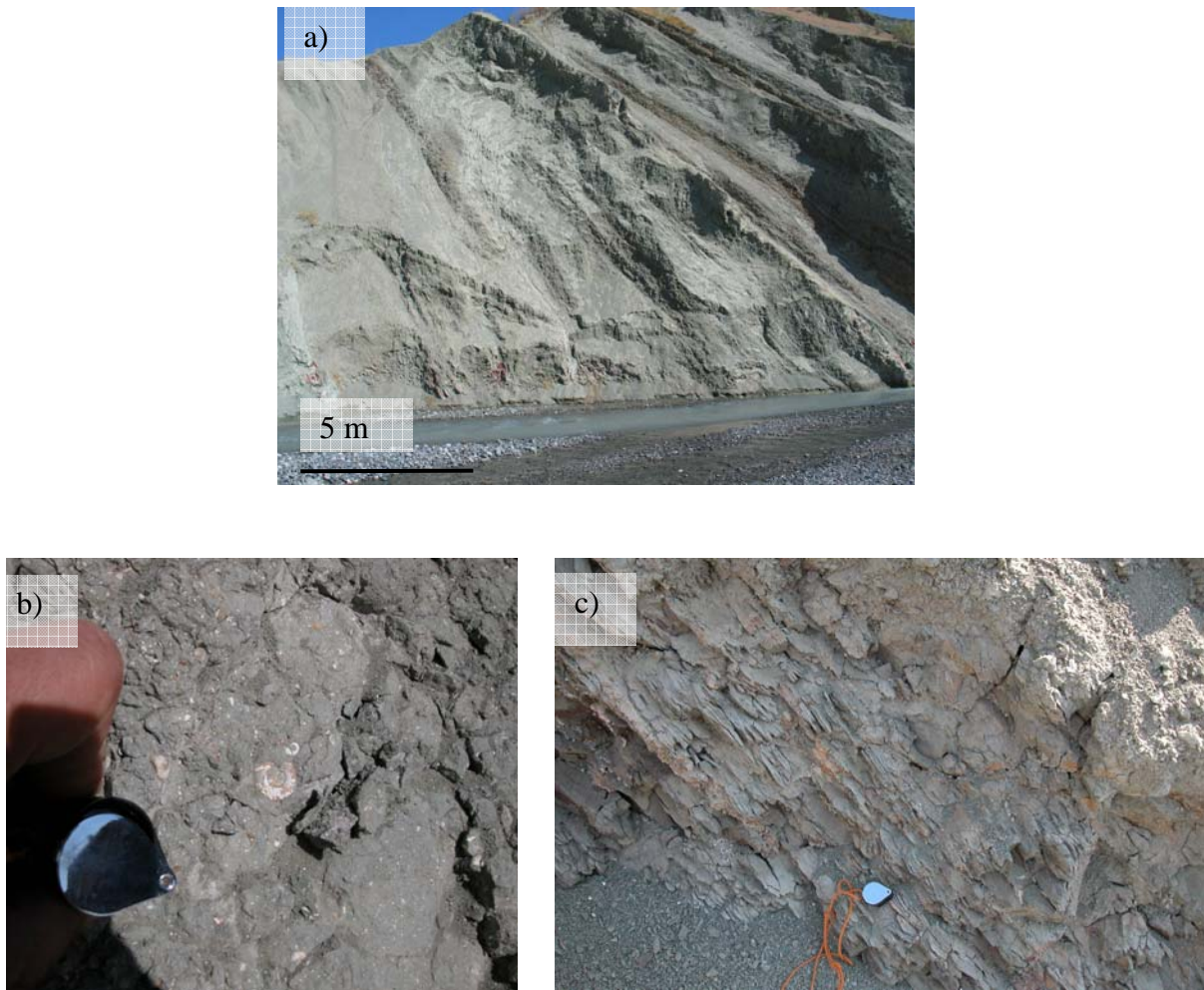


Fig.III.7 : Photos illustrant les faciès de l'unité 7 de la Taxi He Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) zoom sur les gastéropodes des niveaux bioclastiques ; c) zoom sur les marnes silteuses vertes.

3. Unité 8 : U8

Au sommet de l'unité 7, on voit réapparaître des faciès observés dans l'unité 3. L'alternance entre les faciès des unités 3 et 2 forment ainsi cette nouvelle unité 8, d'environ 35 m (Fig.III.8a). On a donc une nouvelle fois une cyclicité entre un environnement lacustre de type oxydé terrigène à carbonaté réduit avec des apports terrigènes.



Fig.III.8 : Photo illustrant une section de l'unité 8 de la Taxi He Fm., sur la rive Ouest.

La formation Taxi He ressemble fortement à la formation Anjihai He, cependant la mise en place et la disparition de ce nouveau système lacustre est plus progressive.

D. Dushanzi Fm.

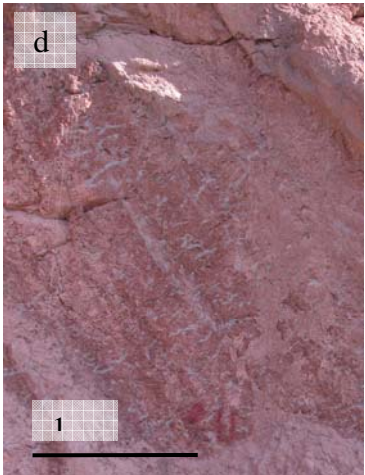
La transition entre l'unité 8 de la Taxi He Fm. et l'unité 9 de la Dushanzi Fm. se fait progressivement. Sur le terrain la transition se fait par l'apparition de bancs de couleur rouge et la disparition des bancs de couleur vert-gris. Elle mesure environ 1715 m. D'après les datations par magnétostratigraphie réalisées par Charreau *et al.* (2008), le sommet de la formation Dushanzi est daté à ~7,5 Ma.

Cette formation a été subdivisée en trois unités de faciès.

1. Unité 9 : U9

L'unité 9 mesure ~190 m et son sommet est daté à environ 14,5 Ma (Fig.III.9a). Cette unité présente les mêmes faciès que l'unité 3, i.e. des silts à argiles (Fig.III.9b). On y distingue également des bancs de grès moyens à grossiers laminés, des chenaux de grès grossiers à des conglomérats à graviers à base érosive avec des structures de type ride 3D (Fig.III.9c), litages obliques arqués. Cependant on note quelques différences telles comme une couleur plutôt rouge-orangée pour les silts à argiles, des bioturbations (traces de racines et terriers) (Fig.III.9d) et surtout deux zones avec quelques bancs décimétriques à figures de rides d'oscillation (Fig.III.9e, f&g).

L'ensemble de ces faciès indique bien la persistance d'un système lacustre ouvert terrigène proche d'un système fluvial.



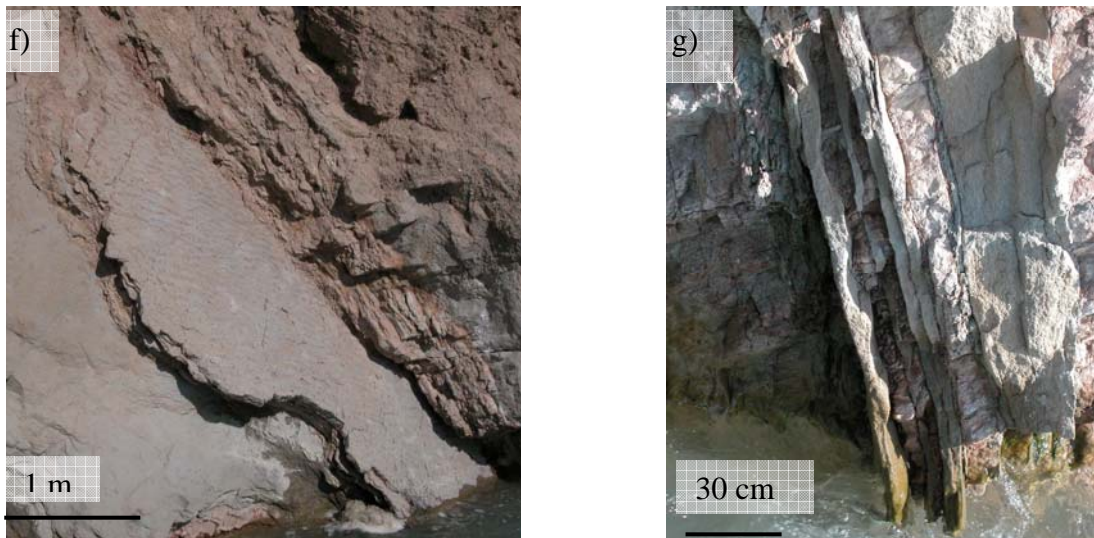


Fig.III.9 : Photos illustrant les faciès de l'unité 9 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) zoom sur les hétérolithiques de silts rouges et de bancs de grès moyens ; c) chenal à grès grossiers à des conglomérats à graviers, à base érosive et avec des structures de type rides 3D ; d) niveau de silts rouges bioturbés avec des traces de racines et des terriers ; e) premier niveau de rides d'oscillations en grès moyens à grossiers et entre des silts rouges ; f&g) un deuxième niveau avec des rides d'oscillation, vues en surface puis en coupe.

2. Unité 10 : U10

Le passage de l'unité 9 à l'unité 10 est assez net. Cette unité, d'une épaisseur d'environ 585 m, a son sommet daté à ~11,5 Ma (Fig.III.10a).

Cette unité est composée de silts rouge-orangés fortement bioturbés, avec présence de terriers et de manchons racinaires (Fig.III.10b&c). On voit la réapparition de nodules carbonatés (Fig.III.10d) dans les niveaux silteux. On associe aux silts des bancs bioturbés de grès moyens à grossiers massifs laminés. Enfin, on voit des niveaux chenalisant avec un remplissage de grès grossiers à des conglomérats à graviers qui sont soit massifs à litage plan soit à litage oblique arqué, rides 3D (Fig.III.10e).

Cette unité représente un système fluviatile (chenaux) avec une plaine d'inondation à grains moyens et à traces pédogéniques, où l'eau peut stagner afin que la faune et la flore se développent.

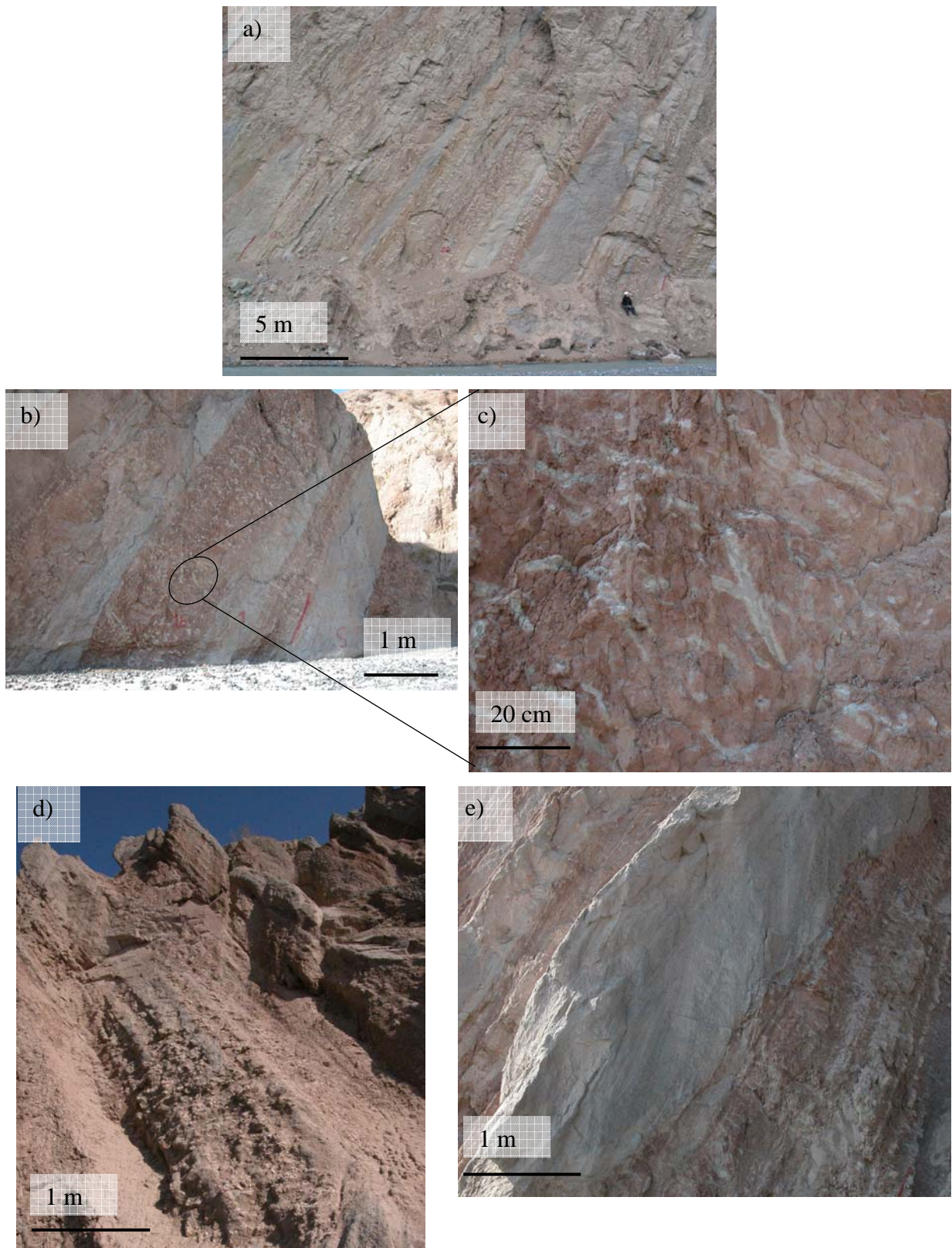


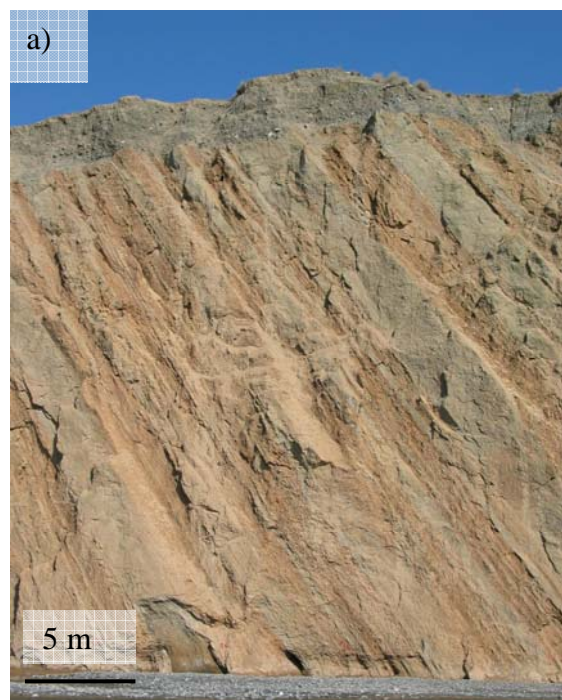
Fig.III.10 : Photos illustrant les faciès de l'unité 10 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Ouest ; b) niveaux de silts rouge-orangés et de grès moyens à grossiers bioturbés ; c) zoom sur les traces de racines ; d) niveau de silts rouges bioturbés avec de nombreux nodules carbonatés ; e) chenal de grès grossiers à des conglomérats à graviers avec un litage entrecroisé et une base érosive.

3. Unité 11 : U11

L'unité 11, la dernière de la formation Dushanzi mesure environ 940 m.

Le passage entre les unités 10 et 11 se fait progressivement. On observe un changement graduel de la couleur, allant du rouge-orangé à l'orange, et de la granulométrie de la plaine d'inondation, des silts aux grès fins (Fig.III.11a). On observe ainsi des sédiments de plaine d'inondation de type grès fins massifs orangés avec des niveaux de grès moyens à grossiers laminés (Fig.III.11b). On décrit également de nombreux niveaux chenalisant de conglomérats à graviers et à galets. Ces chenaux ont une base érosive (Fig.III.11c) et un remplissage présentant des structures sédimentaires de types litages entrecroisés, rides 3D (Fig.III.11d) ou horizontales (Fig.III.11e). Tout au long de l'unité 10, on observe une strato- et grano-croissance des chenaux et une strato-décroissance des sédiments de la plaine d'inondation. Les bioturbations ont quasiment disparu au début de l'unité puis totalement.

On se trouve en présence d'un environnement de type système fluviatile, toutefois l'augmentation de la granulométrie des sédiments de la plaine d'inondation et du remplissage des chenaux montrent des dépôts grossiers.



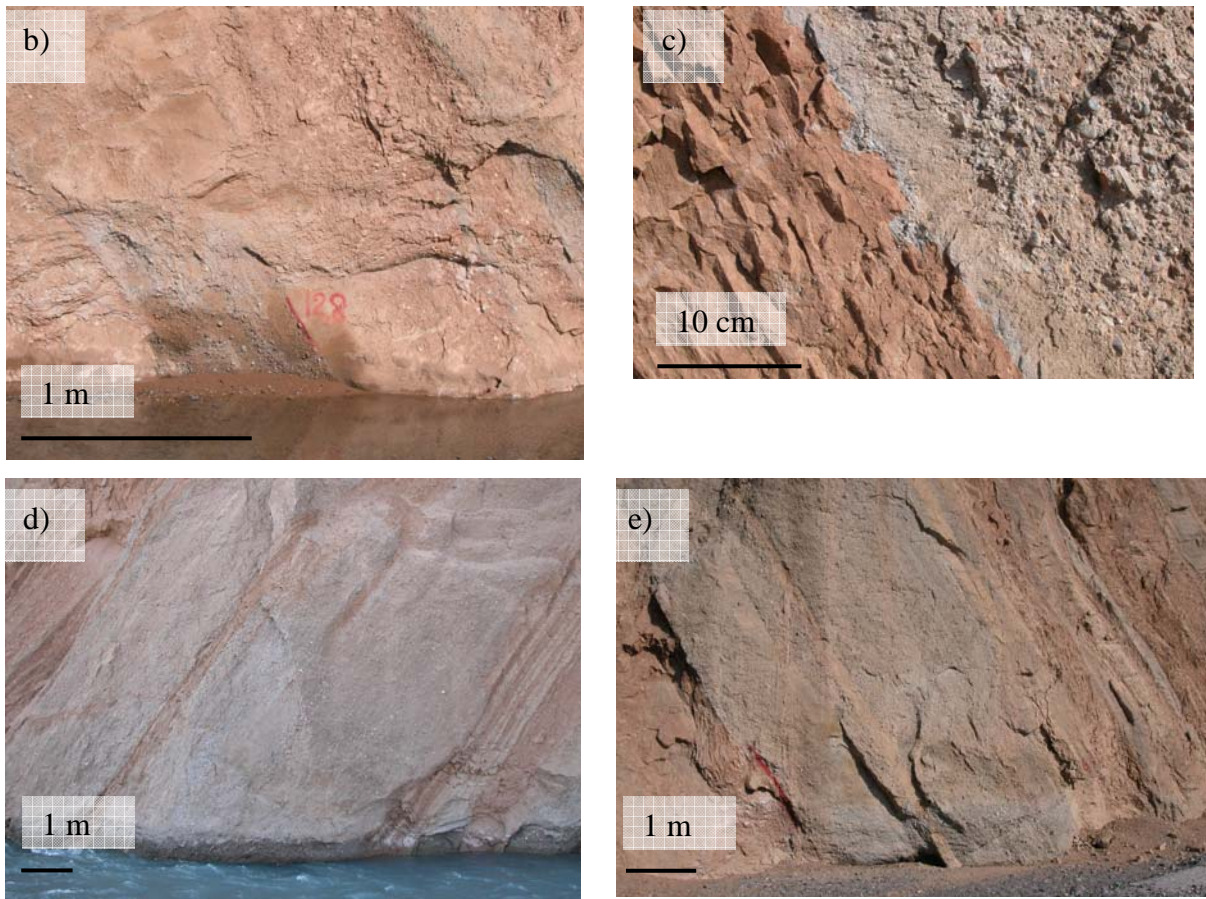


Fig.III.11 : Photos illustrant les faciès de l'unité 11 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) niveaux de grès fins avec des crachées de graviers ; c) zoom sur une base érosive d'un chenal ; d) chenal de grès grossiers à des conglomérats à graviers avec des rides 3D et une base érosive; e) chenal de grès grossiers à des conglomérats à graviers avec un litage plan et une base érosive.

La formation Dushanzi est la plus importante en épaisseur et présente des changements progressifs. On peut toutefois mettre en évidence une grano-croissance des sédiments de la plaine d'inondation et du remplissage des chenaux, une strato-croissance des niveaux les plus grossiers et une strato-décroissance des sédiments de la plaine d'inondation. On passe ainsi d'un milieu proche d'un système fluvial assez calme où se développent la flore et la faune à un environnement de dépôt de style système fluvial avec un hydrodynamisme de plus en plus fort.

E. Xiyu Fm.

La transition entre l'unité 11 de la Dushanzi Fm. et l'unité 12 de la Xiyu Fm. se fait progressivement. Sur le terrain, cette limite a été déterminée comme le point à partir duquel le pourcentage de conglomérat est supérieur ou égal à 75% de la série sédimentaire.

Elle mesure environ 1750 m. Cette formation a été subdivisée en quatre unités de faciès mais nous ne décrivons ici que la première unité, afin de mieux comprendre l'évolution des environnements de dépôts sur lesquels l'effort d'échantillonnage a été réalisé.

1. Unité 12 : U12

L'unité 12 est composée de rares niveaux de grès moyens à grossiers, de couleur orange, et à laminations obliques arquées ou horizontales (Fig.III.12a). A ces niveaux sont associés des bancs conglomératiques à galets, graviers et à blocs ayant également des structures sédimentaires obliques arquées ou horizontales. Ces dépôts présentent des bases érosives.

Les dépôts grossiers montrant des structures sédimentaires permettant de définir l'unité 12 comme un système de cônes alluviaux en tresses.

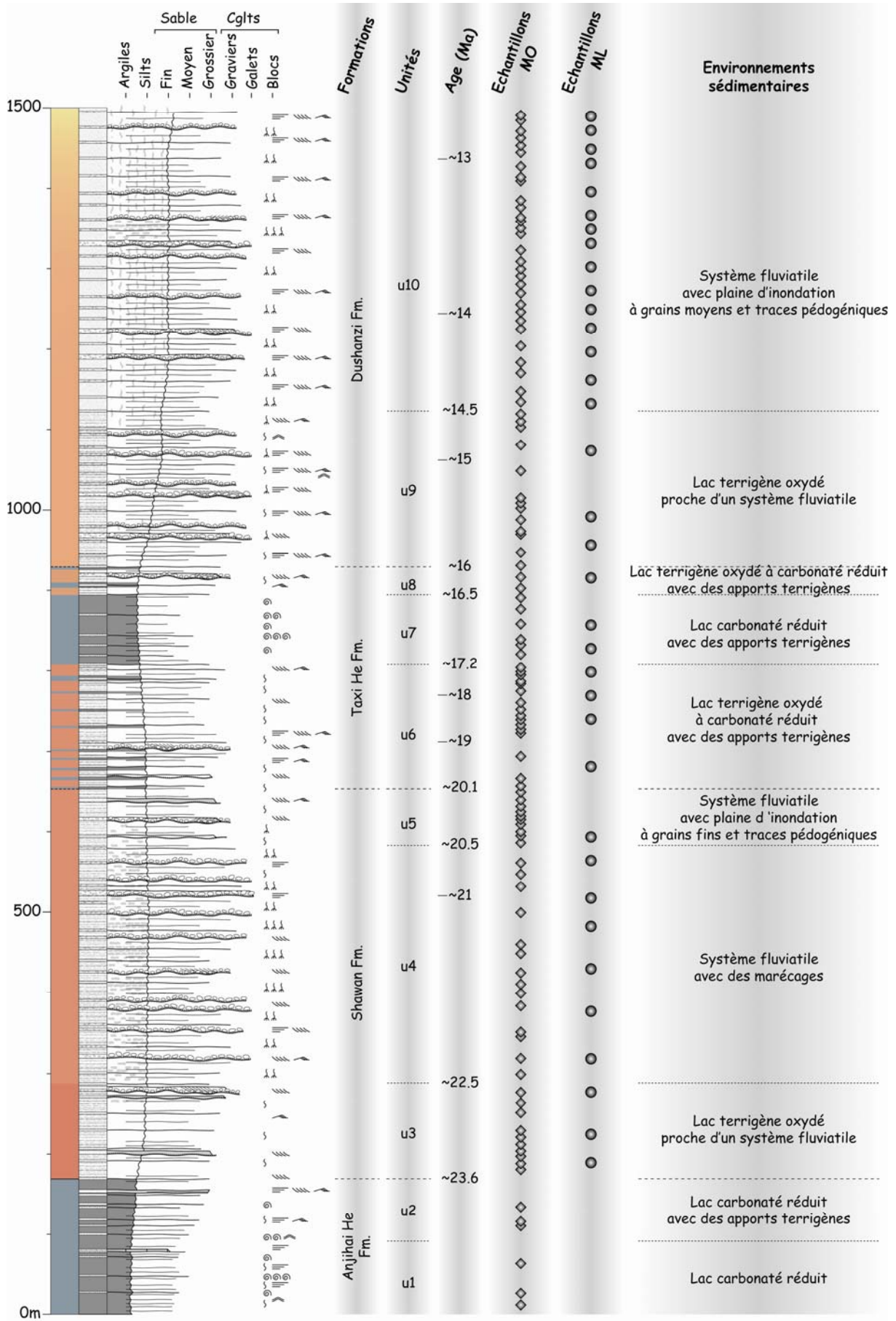
Ceci est conforté par l'unité 13 qui est un empilement de conglomérats à graviers et à blocs, à structures horizontales ou entrecroisées (Fig.III.12b), correspondant à un système de cônes alluviaux en tresses de forte énergie.





Fig.III.12 : Photos illustrant la Xiyu Fm. ; a) section de l'unité 12 sur la rive Ouest ; b) section de l'unité 13 sur la rive Est.

Cette analyse sédimentologique montre des variations d'environnements sédimentaires oscillant entre des milieux lacustres et des systèmes fluviaux à plaine d'inondation. Plus on remonte la série, plus les sédiments sont grossiers, plus pauvres en bioturbation. Ils semblent marquer à la fois une aridification du milieu et une progradation du cône et un hydrodynamisme plus puissant.



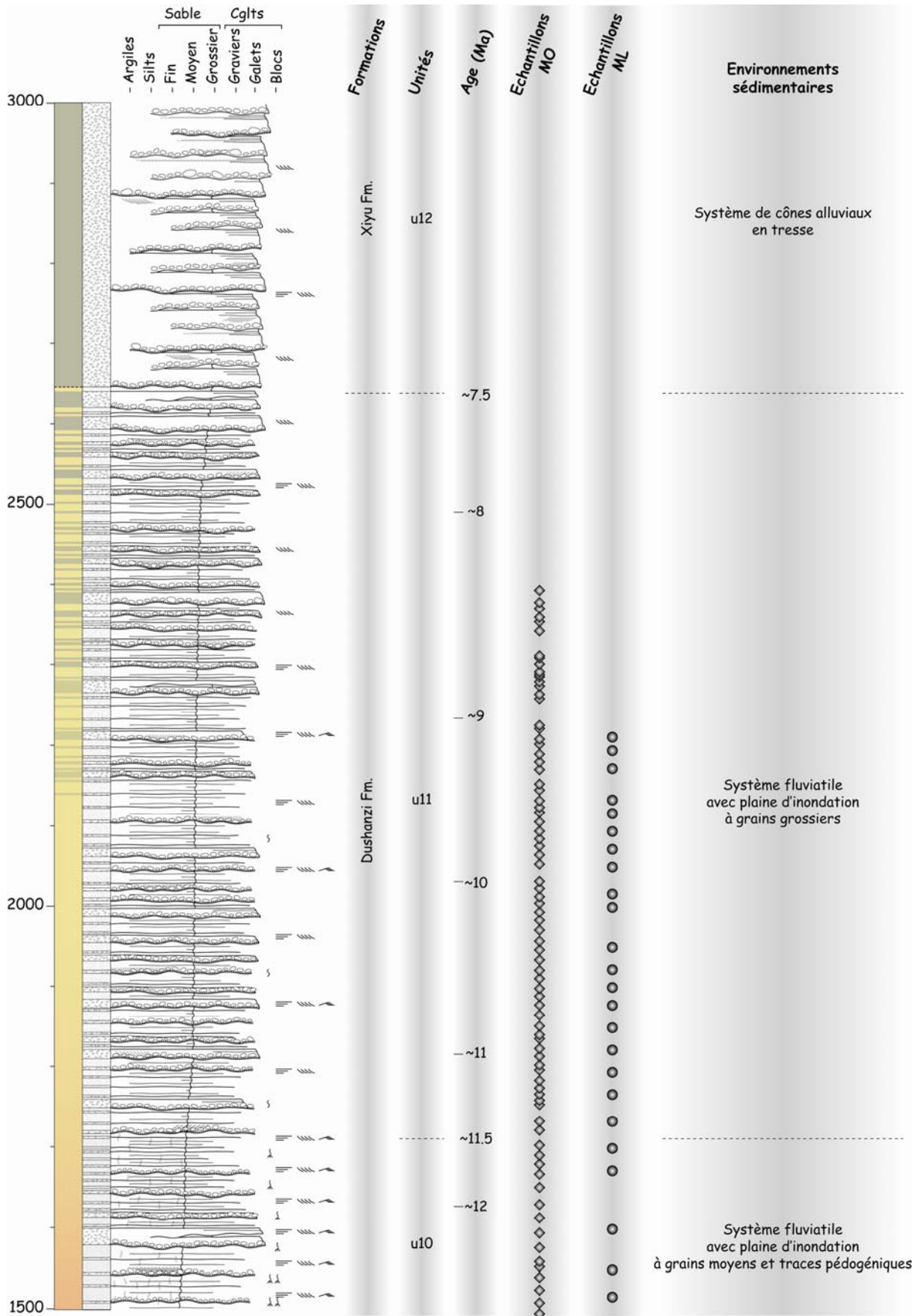


Fig.III.13 : Logs de la coupe Jingou He au 1/5000 avec les formations, les unités de faciès, les âges, les échantillons prélevés et les environnements sédimentaires.

II. Pyrolyse Rock-Eval

Le nombre d'échantillons prélevés et analysés par pyrolyse Rock-Eval sur la coupe Jingou He est au nombre de 194. La figure III.14 présente les valeurs du Carbone Organique Total (COT), de la température maximale de pyrolyse (Tmax) et de l'Indice d'Hydrogène (IH), en fonction de l'épaisseur de la coupe.

D'une manière générale, les teneurs en COT des échantillons sont très faibles, inférieures à 0,1 %, la valeur moyenne étant de 0,06 %. Cependant deux niveaux se différencient, surlignés en gris sur la figure III.14, pour lesquels les valeurs en COT sont légèrement supérieures. Le premier niveau se trouve à la base de la section, entre 2320 et 2170 m d'épaisseur. La teneur maximale est de 0,74 % et la valeur moyenne est de 0,31 %. Le second niveau est entre 1630 et 1540 m. Sa teneur maximale est de 1,72 % et la valeur moyenne est de 0,59 %.

Les valeurs de Tmax sont réparties sur un intervalle important allant de 187 à 608 °C, avec une valeur moyenne de 388 °C.

L'indice d'hydrogène est quant à lui compris dans un intervalle allant de 12 à 1200 mg HC/g COT et avec une valeur moyenne de 208 mg HC/g COT.

Il est clair qu'en raison des très faibles valeurs de COT, inférieures à 0,1 %, les valeurs de Tmax et de l'IH sont à utiliser avec prudence et difficiles à interpréter. En effet, d'après Espitalié *et al.* (1986), les paramètres de la pyrolyse Rock-Eval perdent de leur signification lorsque les teneurs en COT sont inférieures à 0,1 %, en raison des effets de matrice.

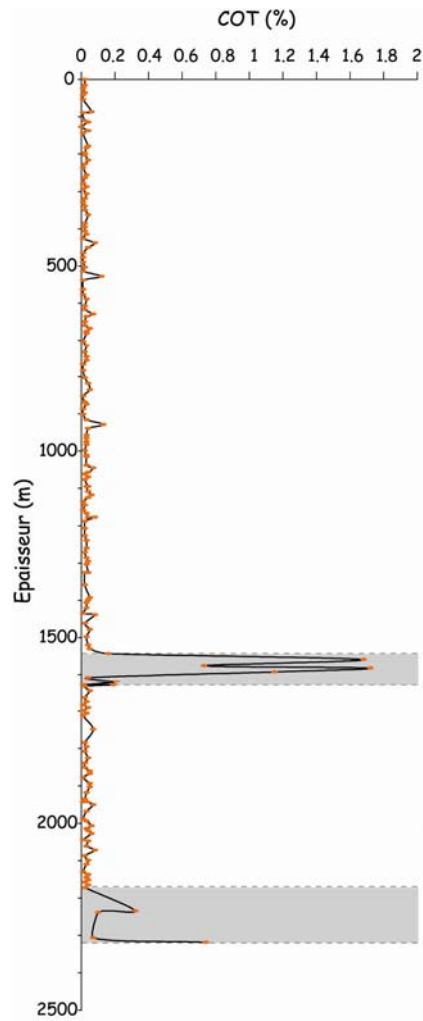


Fig.III.14 : Graphique représentant les valeurs de COT des échantillons prélevés sur la coupe Jingou He, en fonction de l'épaisseur.

III. Palynofaciès

A. Description des résultats

Etant donné le peu d'indications apporté par l'étude Rock-Eval, les échantillons analysés ont ensuite été traités pour étudier en microscopie optique les particules de matières organiques (MO), qu'ils contenaient.

Sur la figure III.15 sont représentés, en fonction de l'épaisseur de la coupe, le nombre de particules organiques comptées pour chaque échantillon, les pourcentages relatifs des différents types de particules observées, telles que : les Débris Opaques (DO), les Matières Organiques Amorphes Rougeâtres (MOAR), les tissus Ligno-Cellulosiques (LC), les Matières Organiques Amorphes Grisâtres floconneuses (MOAGf) et enfin les grains de Spores et de Pollens (Sp-Po).

L'évolution le long de la coupe des pourcentages relatifs des particules a permis de définir des intervalles correspondant à des organo-faciès, nommés par des lettres alphabétiques allant de " a " à " t ", soit 20 intervalles. Les valeurs données sont des moyennes calculées pour chaque intervalle.

- Intervalle " a " (~2320 m à 2220 m) - Il correspond à un nombre de particules élevé, représenté par un très fort pourcentage de MOAGf (83 %) accompagné de 9 % de LC, et de très peu de DO, MOAR et Sp-Po, 1, 1 et 3,5 % respectivement.
- Intervalle " b " (2220 à 2110 m) - Le nombre de particules dénombrées chute, au sein desquelles la MOAGf qui disparaît totalement. Le pourcentage des LC continue d'augmenter (24,5 %) et est associé à une apparition de MOAR, qui passe de 1 à 21 %. A cette augmentation des matières organiques non oxydées correspond également un accroissement du pourcentage des DO, jusqu'à 47 %. Le pourcentage de Sp-Po reste bas, environ 2 %.
- Intervalle " c " (2110 à 1875 m) - La MOAGf réapparaît avec deux niveaux à 67 et 65 %, mais le pourcentage moyen reste bas, à 6 %. Le pourcentage de DO est légèrement plus faible (37,5 %), celui de la MOAR augmente faiblement jusqu'à 23,5 % alors que les LC diminuent à 14 %. Le pourcentage de Sp-Po est quant lui supérieur, 9 %.

- Intervalle " d " (1875 à 1645 m) - Il montre une relative constance dans les pourcentages de MOAR, LC et Sp-Po (12,5; 21,5 et 8,5 %) alors que celui des DO augmente à 50,5 %. La MOAGf est totalement absente.
- Intervalle " e " (1645 à 1530 m) - Il correspond à une ré-augmentation du nombre de particules, pouvant aller jusqu'à 927 particules dans l'échantillon JMO-64, et du pourcentage de MOAGf, à 30,5 %. Les LC augmentent légèrement jusqu'à 16 %, alors que la MOAR diminue de 22 à 8,5 %. Le pourcentage de DO chute à 27 % et les Sp-Po stagnent.
- Intervalle " f " (1530 à 1360 m) - Il marque une ré-augmentation des DO, à 44 %, de la MOAR à 23 %, associée à une diminution de la MOAGf à 2,5 % et des Sp-Po à 5,5 %. Le pourcentage des LC ne varie pas (16,5 %). Toutefois, on observe un pic de MOAGf à 25 % correspondant à un pic du nombre de particules (181 particules) dans l'échantillon JMO-71.
- Intervalle " g " (1360 à 1295 m) - Le pourcentage des LC reste constant (17,5 %) et celui des DO augmente sensiblement à 51 %. Au contraire, les MOA, rougeâtre et grisâtre diminuent à 15 et 0 % respectivement. Le pourcentage des Sp-Po, quant à lui, s'accroît pour passer de 6 à 9 %.
- Intervalle " h " (1295 à 1240 m) - Il s'exprime par une nette diminution des DO, de 51 à 29 %, une augmentation des LC de 17,5 à 25 % et une stagnation de la MOAR à 15,5 %. Le pourcentage des Sp-Po faiblit à 5 %.
- Intervalle " i " (1240 à 1145 m) - On y observe l'élévation à 59 % du pourcentage en DO, une réduction des LC et de la MOAGf à 11 et 1,5 % respectivement. La MOAR et les Sp-Po demeurent sensiblement constants (17,5 et 4 %).
- Intervalle " j " (1145 à 1120 m) - Il correspond à une chute nette des DO de 59 à 19,5 %, une augmentation brusque des LC et de la MOAR à 30 et 38,5 % respectivement. Les pourcentages en MOAGf et Sp-Po sont identiques à ceux du niveau " i " (1 et 4%).
- Intervalle " k " (1120 à 945 m) - On y observe une évolution inverse avec l'accroissement rapide des DO à 52,5 % et la diminution des LC et MOAR (14,5 et 21 %).

Les Sp-Po et la MOAGf voient très faiblement diminuer leur pourcentage d'un point (3 et 0 %).

- Intervalle " l " (945 à 780 m) - Les variations entre les niveaux "k" et "l" sont assez faibles mais on note une diminution de moitié du pourcentage des LC (15 à 7%) et une légère augmentation des DO, de 52 à 57 %, de la MOAR et des Sp-Po, 24,5 et 5 % respectivement. La MOAGf, quant à elle, reste absente.
- Intervalle " m " (780 à 705 m) - Très restreint, il se marque par une diminution à 43,5 % des DO ainsi que de la MOAR, à 16 %. Seul le pourcentage des LC s'élève à 25 %. Les Sp-Po et la MOAGf restent faibles (5,5 et 0 %).
- Intervalle " n " (705 à 660 m) - Egalement peu épais, cet intervalle est très riche en DO. En effet le pourcentage passe de 43,5 à 68,5 %. En parallèle, les LC diminuent à 1,5 % et la MOAR accroît légèrement jusqu'à 24 %. Quant aux pourcentages de Sp-Po et de MOAGf ils sont nuls.
- Intervalle " o " (660 à 540 m) - Il se décrit par un pic de MOAGf à 93 %, qui correspond également à un pic du nombre de particules à 878 dans l'échantillon 161. Cependant sur le reste de l'intervalle, ce pourcentage retombe à 0 %. Sinon, les LC, la MOAR et les Sp-Po augmentent à 15,5; 21,5 et 9 % respectivement. Au contraire le pourcentage des DO s'abaisse à 42 %.
- Intervalle " p " (540 à 360 m) - Il se marque par une diminution de la MOAGf, accompagnée d'une diminution des LC et des Sp-Po, à 8 et 3 % respectivement. En revanche, la MOAR demeure constante à 22 % et le pourcentage des DO croît jusqu'à 57,5 %.
- Intervalle " q " (360 à 180 m) - Il met en avant une tendance inverse avec une décroissance des DO à 34 %, en parallèle à une augmentation des LC, de la MOAR et des Sp-Po, à 18,5; 31 et 8 % respectivement. La MOAGf est absente dans cet intervalle.
- Intervalle " r " (180 à 125 m) - C'est un niveau très riche en DO, 70,5 %, il contient l'échantillon (JMO-300) ayant le plus fort pourcentage (83,8 %). Au contraire, les

pourcentages de LC, de MOAR et de Sp-Po diminuent à 1,5; 23 et 2,5 %, respectivement. La MOAGf demeure, quant à elle, toujours absente.

- Intervalle " s " (125 à 85 m) - Il voit diminuer le pourcentage en DO à 48,5 % et augmenter les LC à 10,5 %. Les pourcentages des particules de MOAR, MOAGf et Sp-Po sont sensiblement les mêmes (21,5; 0 et 3 %).
- Intervalle " t " (85 à 0 m) - Il indique une ré-augmentation des DO à 57,5 %, liée à une diminution des LC et des Sp-Po à 8,5 et 1,5 % respectivement. Comme dans le niveau "s" précédent, la MOAR demeure constante à 22 % et la MOAGf nulle.

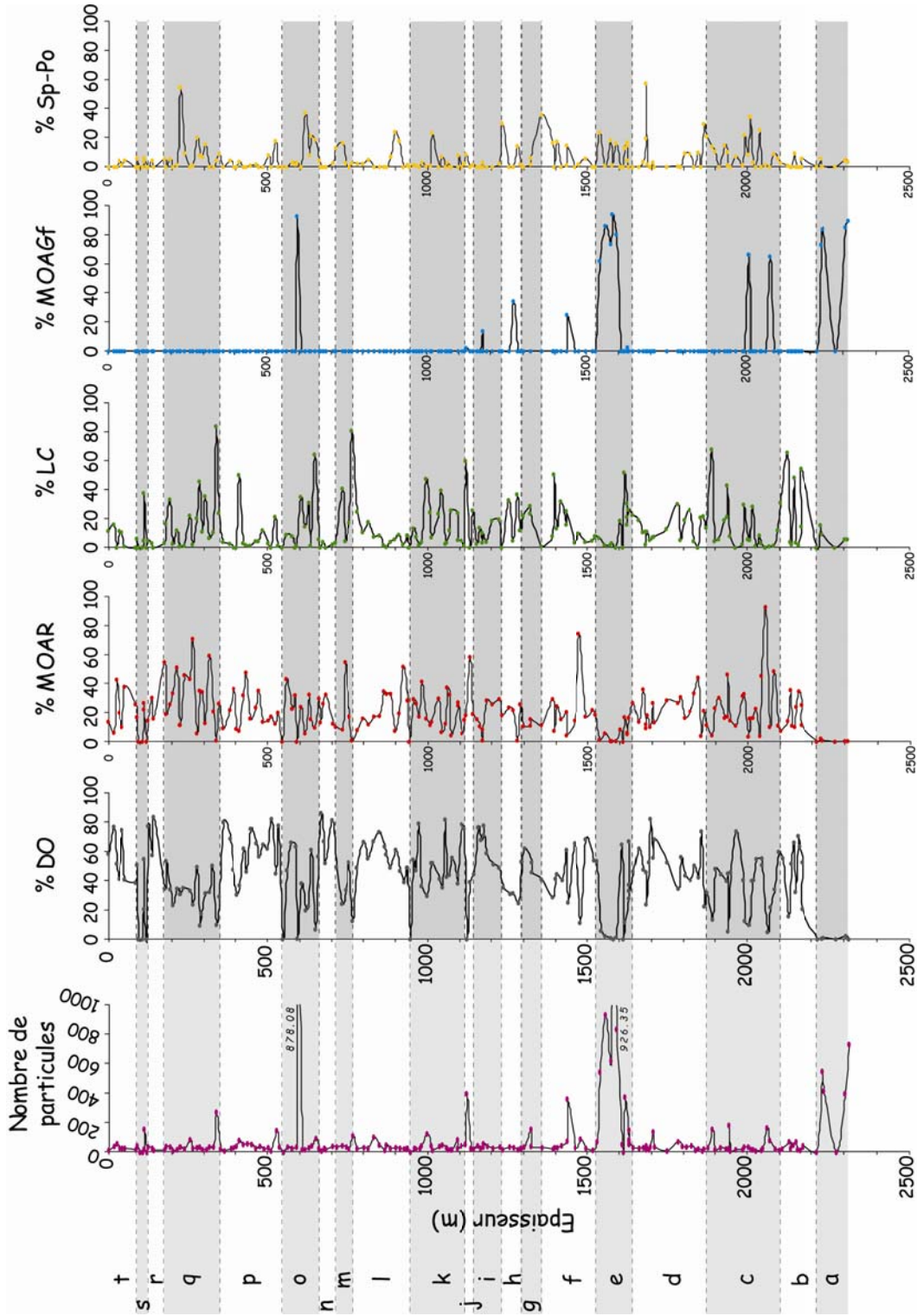


Fig.III.15 : Figure représentant le nombre de particules organiques, les variations des pourcentages des particules de type : DO, MOAR, LC, MOAGf et Sp-Po, pour les échantillons prélevés sur la coupe Jingou He, en fonction de l'épaisseur. Les lettres de " a " à " t " représentent les intervalles décrits dans le texte.

B. Interprétation des résultats

A partir des résultats bruts du comptage des palynofaciès, décrits dans le paragraphe précédent, nous pouvons voir que les échantillons de la coupe Jingou He contiennent une forte proportion de débris opaques (DO) provenant soit de i) une oxydation de particules via le feu avant enfouissement (pyrofusinite), ii) une maturation thermique de particules organiques dans des sédiments plus anciens remaniés. Sur l'ensemble de la coupe, le pourcentage moyen est de 45 %. Ces débris opaques représentant le constituant organique dominant, nous avons établi des indices recalculés par rapport à ces débris oxydés de manière à mettre en exergue les variations des autres types de particules, en évitant l'effet de dilution des uns par rapport aux autres. Ces indices permettent ainsi une meilleure reconnaissance et détermination des variations paléoenvironnementales.

Le fort taux de DO laisse penser que la matière organique a été largement oxydée et indiquant, quelque soit l'origine de cette oxydation, des conditions climatiques globalement sèches. En aucun cas, nos données nous permettent de quantifier ces conditions d'aridité du climat. On parlera d'aridité malgré la présence d'eau, qui est le facteur nécessaire à l'érosion, au transport et au dépôt des sédiments. En accord avec cette idée de départ, les ambiances climatiques plus ou moins humides dont nous parlerons par la suite seront décrites relativement à cette aridité globale. Par ailleurs, l'état oxydé de la MO peut avoir été amplifié par une dégradation liée à la sédimentation clastique qui présente globalement une granulométrie grossière ne favorisant pas la préservation des constituants organiques. Ainsi, leur présence, même en très faibles quantités, est certainement le témoin d'une production organique beaucoup plus importante.

Nous avons déterminé 4 indices de paléoenvironnement et 1 indice d'hydrodynamisme. Ici, nous résumerons la méthode de calcul et la signification de chaque indice.

a. L'Indice d'Oxydation de la MO : IOx

Il s'agit du rapport entre les DO et le total des particules terrestres : $DO / (100\% - MOAGf)$.

Une valeur d'indice élevée indique des conditions d'oxydation drastiques de la matière organique, c'est-à-dire un climat aride mettant les particules au contact de phénomènes de dégradation poussés, ainsi que des conditions oxydantes de transport.

b. L'Indice de Développement des Sols : IDS

Rapport entre : MOAR / DO.

Une valeur d'indice élevée indique un climat plus humide, puisque la MOAR révèle la présence de MO humifiée formée de fait, dans des sols développés sur le bassin versant.

c. L'Indice de Couvert Végétal : ICV

Rapport entre : LC / DO.

Une valeur d'indice élevée indique un climat humide permettant le développement d'un couvert végétal, même restreint, sur le bassin versant. La présence de débris ligno-cellulosiques bien préservés atteste de la proximité de végétaux supérieurs.

d. L'Indice d'Environnement Lacustre : IEL

Rapport entre : MOAGf / DO.

Une valeur d'indice élevée indique un climat très humide, puisque la présence et la préservation de MOA grisâtre dérivant de MO algale, ne peut se faire qu'en présence d'une tranche d'eau permanente.

e. L'Indice d'Hydrodynamisme : IHy

Rapport entre : DO anguleux / DO arrondis.

Une valeur d'indice élevée basée sur la morphologie des particules indique soit un hydrodynamisme plus fort soit une source plus proche.

A partir de ces différents indices paléoenvironnementaux, il a été possible de déterminer des variations environnementales et de les présenter sur une échelle de temps. Sur la figure III.16, nous avons représenté les évolutions des 5 indices, câblées en temps grâce à la colonne magnétostratigraphique donnant les âges. L'échelle de l'épaisseur de la coupe est également représentée, pour repère et information.

Comme précédemment, les périodes sont nommées de "A" à "T" et lors de la description, les valeurs données seront des moyennes calculées pour chaque intervalle.

- Période "A" (~25 à ~24 Ma) - On peut distinguer cette période par son fort IEL (100,3) qui indique la mise en place d'un lac pérenne. Ceci est accompagné par le développement du couvert végétal et des sols sur le bassin versant, indiqué par un ICV élevé, à 16,1 et un IDS à 2,1. L'oxydation de la MO est faible voire nulle (0,1). De plus, l'IHy

indique un hydrodynamisme très faible, c'est-à-dire un milieu calme, typique d'une sédimentation lacustre.

L'ensemble de ces indices suggère que, durant cette période, le climat était très humide permettant l'installation d'un lac (avec tranche d'eau permanente), le développement de la végétation et des sols réduisant ainsi l'oxydation de la MO et l'érosion du substratum.

- Période "B" (~24 à ~22,5 Ma) - Elle se caractérise par une augmentation de l'IOx à 0,5 corrélée à celle de l'IHy qui passe de 0 à 0,3. En parallèle, on observe une diminution des autres indices (IDS 0,5; ICV 0,9; IEL 0).

La limitation de la végétation s'explique par une diminution de l'humidité provoquant ainsi une mise à nu partielle du substratum et une érosion de ce dernier. L'augmentation de l'IHy, indique un hydrodynamisme plus élevé expliquant l'érosion. Le climat à cette époque peut être qualifié de légèrement humide.

- Période "C" (~22,5 à ~20,5 Ma) - On note une légère diminution de l'IOx (0,4). A l'opposé, l'IDS et l'IEL augmentent (1,9 et 0,5 respectivement). Les indices de CV et d'Hy sont sensiblement les mêmes (1 et 0,4).

Le développement de sols et de la végétation limite l'érosion du substratum, suggèrent un climat plus humide.

- Période "D" (~20,5 à ~17,5 Ma) - Relativement longue, elle se décrit par une légère augmentation de l'IOx (0,5) et une diminution de tous les autres indices.

La disparition des sols et du couvert végétal peut s'expliquer par une forte augmentation de l'aridité qui permet alors d'exposer le substratum aux agents d'érosion.

- Période "E" (~17,5 à ~16,5 Ma) - Elle montre la mise en place d'un lac avec une très forte augmentation de l'IEL (76). En corrélation, l'accroissement de l'IDS et l'ICV indique un développement des sols et du couvert végétal sur le bassin versant.

L'ensemble de ces indices témoigne d'un climat très humide. De plus la faible valeur de l'IHy corrobore l'existence d'un milieu calme lacustre.

- Période "F" (~16,5 à ~15,5 Ma) - L'augmentation de l'IOx (0,4) et la diminution de l'ICV et de l'IEL illustrent le retour à un climat moins humide, limitant le développement de la végétation et augmentant ainsi l'érosion du substratum.
- Période "G" (~15,5 à ~14,7 Ma) - Elle se décrit par la diminution des indices qui se généralise avec celle de l'IDS, quant à l'IOx, il continue également de croître soulignant ainsi une forte augmentation de l'aridité.
- Période "H" (~14,7 à 14,4 Ma) - Durant cette courte période, les indices varient sensiblement; l'IOx et l'IHy diminuant (0,4 et 0,1) et les IDS, ICV et IEL augmentent (0,5; 0,6 et 0,2 respectivement). Le climat de cette période peut donc être qualifié de moins aride.
- Période "I" (~14,4 à ~14 Ma) - Elle est identique à la période "G". Une seule différence existe au niveau de l'IHy, qui est ici plus élevé, à 0,7, au lieu de 0,2. Le climat est donc très aride mais on peut supposer que les périodes de pluie sont plus intenses provoquant ainsi cette augmentation d'hydrodynamisme.
- Période "J" (~14 à ~13,8 Ma) - Elle se caractérise par un très fort ICV (236) et de fort IEL (8) et IDS (72) indiquant la mise en place d'un lac, mais également de sols et d'un couvert végétal sur le bassin versant, sous un climat beaucoup plus humide. De plus, l'IOx et l'IHy décroissent, expliquant ainsi un hydrodynamisme calme et une faible érosion, limitée par la végétation et les sols.
- Période "K" (~13,8 à ~13 Ma) - Cette période montre une évolution inverse des indices avec une nette diminution du couvert végétal (ICV 0,4) et du développement des sols (IDS 0,5), une disparition du milieu lacustre (IEL 0) et une augmentation de l'IOx. L'ensemble indique un climat redevenu aride, favorisant l'érosion du substratum et limitant le développement végétal.
- Période "L" (~13 à ~12 Ma) - La même tendance est visible, avec un renforcement des conditions arides exprimé par l'augmentation de l'IOx et la diminution de l'ICV.

- Période "M" (~12 à ~11,5 Ma) - On peut voir une élévation de l'ICV liée à une diminution de l'IOx. La mise en place de ce couvert végétal et le maintien des sols limitent l'érosion superficielle et sont favorisés par une augmentation de l'humidité.
- Période "N" (~11,5 à ~11,2 Ma) - Les conditions sont celles de la période antérieure « L » avec un IOx élevé et des IDS, ICV et IEL bas. Le climat fortement aride provoque la disparition de la végétation et des sols.
- Période "O" (~11,2 à ~10,8 Ma) - Cette période voit la mise en place d'un environnement lacustre avec tranche d'eau pérenne (IEL 13,8) accompagnée d'une importante végétation (ICV 1,4) et d'un développement des sols sur le bassin versant (IDS 0,6). De manière concomitante, l'IOx diminue, indiquant une érosion plus faible, restreinte par la présence de végétation et de sols, sous un climat plus humide.
- Période "P" (~10,8 à ~10 Ma) - On observe une période caractéristique d'un climat très aride, avec un fort IOx et de faibles indices de végétation et de développement des sols. De plus, l'IHy diminue également, renforçant l'idée d'un climat très aride.
- Période "Q" (~10 à ~9 Ma) - Elle se décrit par un ICV et un IDS élevés (1,1 et 1,2 respectivement), et un faible IOx. Le développement de la végétation et des sols traduit un climat humide limitant ainsi l'érosion.
- Période "R" (~9 à ~8,8 Ma) - Cette période voit se réinstaller un climat très aride marqué par la disparition de la végétation (ICV 0) et des sols (IDS 0,3). Se développe alors une forte érosion (IOx 0,7) révélée aussi par un hydrodynamisme élevé (IHy 0,7).
- Période "S" (~8,8 à ~8,7 Ma) - Une courte période avec un climat moins aride se met en place. On peut observer une légère augmentation de l'ICV et de l'IDS (0,7 et 0,6) corrélée à une diminution de l'IOx (0,4) qui en attestent.
- Période "T" (~8,7 à ~8,5 Ma) - Les conditions climatiques redeviennent plus arides avec une disparition du couvert végétal (ICV 0,1), liée à une légère diminution des sols (IDS 0,5) et à une augmentation de l'IOx (0,5).

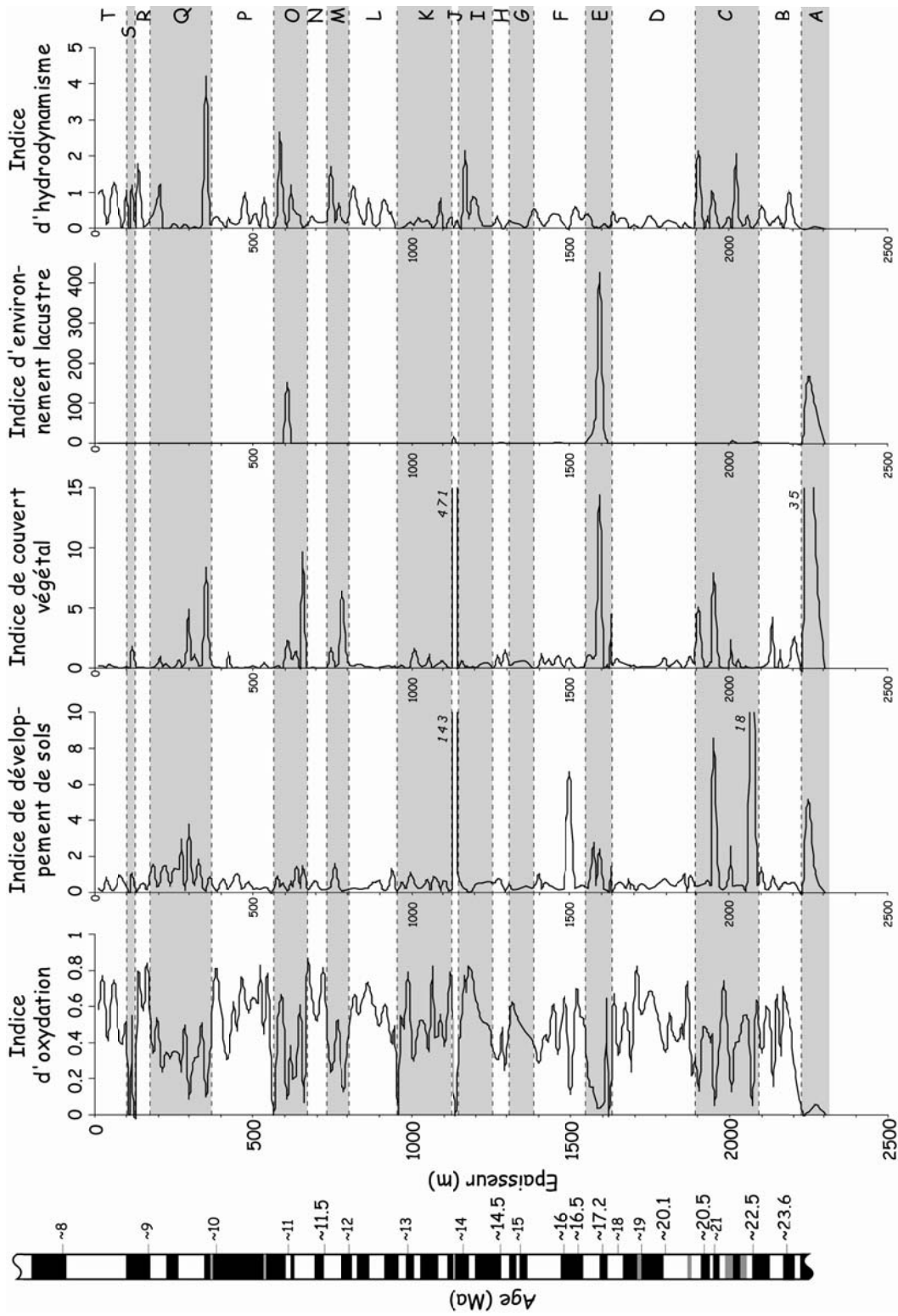


Fig.III.16 : Figure représentant la colonne magnétostratigraphique des âges, les variations des indices environnementaux tels que : IOx, IDS, ICV, IEL et IHy, pour les échantillons prélevés sur la coupe Jingou He, en fonction de l'âge et de l'épaisseur. Les lettres de "A" à "T" représentent les périodes décrites dans le texte.

C. Relations indices d'environnements et lithologie

Les indices environnementaux calculés sur la base des données de palynofaciès ont permis de proposer une évolution des environnements climatiques du bassin versant de la Jingou He durant la période datée de ~25,1 à ~8,5 Ma.

Il est apparu intéressant de mettre en parallèle ces résultats avec la lithologie des échantillons, afin de mettre en évidence ou non des liens, qui pourraient être des biais d'interprétations. En effet, on sait que les conditions de transport, de dépôt et la granulométrie des sédiments jouent un rôle fondamental dans la préservation de la MO (Baudin *et al.*, 2007).

L'accumulation et la préservation de la MO sont favorisées dans des environnements faiblement oxygénés voir anaérobiques car la majeure partie de la dégradation de la MO se produit dans des milieux aérobiques. Les milieux quatiques représentent préférentiellement ce type de milieu. Pour mener à bien cette comparaison, la lithologie des échantillons a été replacée au sein de diagrammes ternaires, montrant pour chaque échantillon, les valeurs des indices d'oxydation, de développement des sols, de couvert végétal et d'environnement lacustre. Trois types de diagrammes ternaires sont proposés, afin de faire apparaître les quatre indices.

1. Indices d'oxydation, de couvert végétal et de développement de sols

Sur la figure III.17, sont représentées les valeurs des indices d'oxydation, de couvert végétal et de développement des sols, des échantillons, en fonction de leurs lithologies.

On peut remarquer que pour les lithologies fines, les échantillons sont dispersés dans le diagramme, présentant ainsi des valeurs d'indices très variables. Les lithologies telles que les argiles et les silts ne sont donc pas caractérisées par des valeurs d'IOx, d'ICV et d'IDS précises.

Au contraire les diagrammes ternaires des lithologies plus grossières du type grès fins, moyens et grossiers, révèlent une certaine localisation des échantillons. Plus la granulométrie augmente plus les valeurs en IOx s'élèvent et les valeurs en ICV et IDS diminuent légèrement.

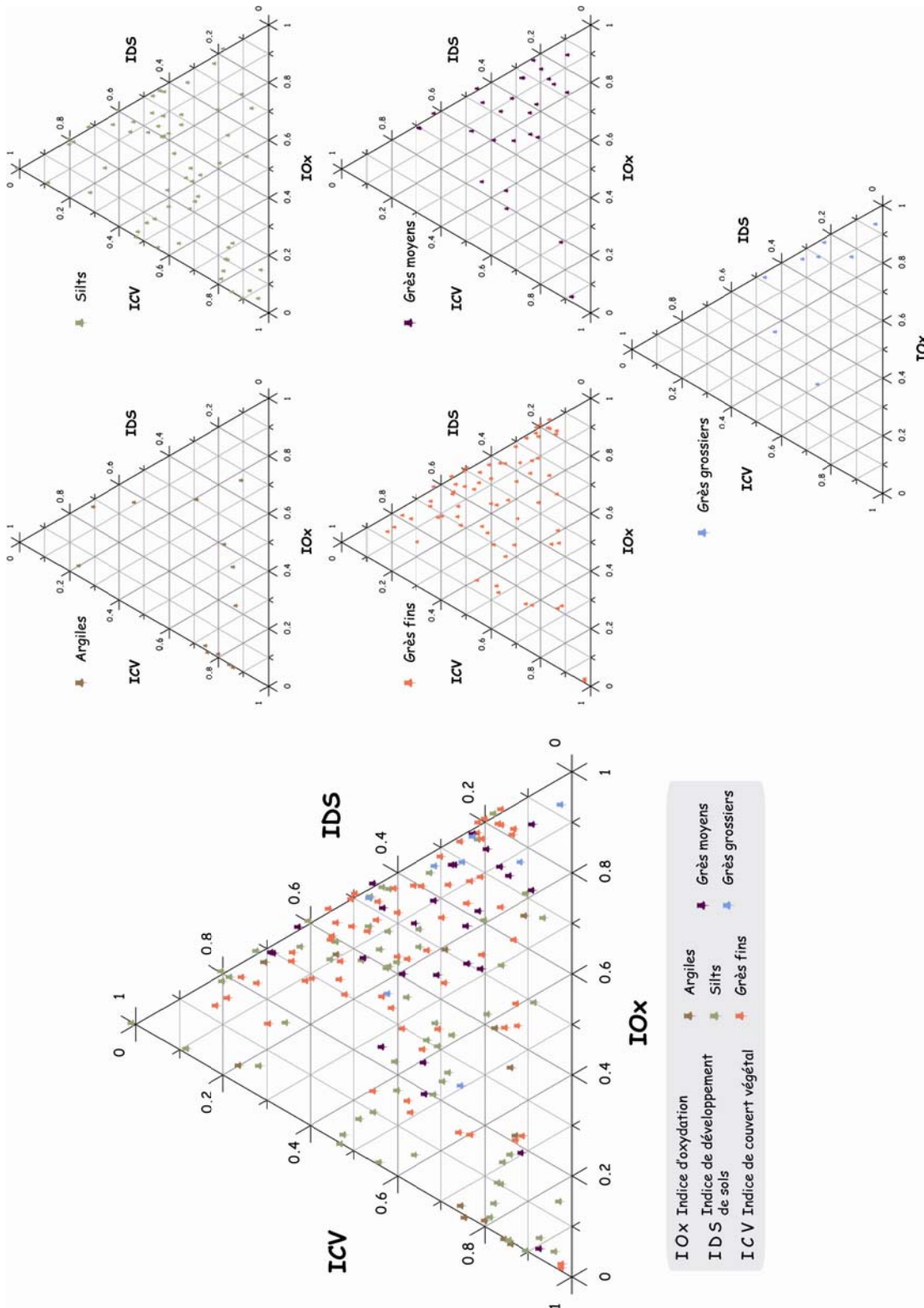


Fig.III.17: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'ICV et l'IDS de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Jingou He.

2. Indices d'oxydation, de couvert végétal et d'environnement lacustre

La figure III.18 représente les diagrammes ternaires du trinôme IOx-ICV-IEL.

De même que précédemment, on observe deux compositions organiques différentes selon la lithologie. En effet, pour les argiles et les silts, lithologies qualifiées de fines, les échantillons se répartissent à la base du diagramme (IOx et ICV entre 0 et 1).

A l'opposé, les échantillons prélevés dans les grès se retrouvent tous sur l'axe des IOx, indiquant un IEL nul. De plus, on peut voir que lorsque la granulométrie passe de fine à moyenne puis à grossière, les échantillons se concentrent de plus en plus sur la droite de l'axe IOx du diagramme. Cela nous montre que l'IOx augmente et que l'ICV diminue avec la granocroissance.

3. Indices d'oxydation, de développement de sols et d'environnement lacustre

Enfin, pour le diagramme ternaire IOx-IDS-IEL (fig.III.19), les échantillons argileux peuvent se diviser en deux groupes. Le premier représenté par les échantillons alignés sur l'axe IOx, caractérisés par un IOx et un IDS variable. Le second groupe, est évoqué par les échantillons concentrés dans le coin inférieur gauche du diagramme, indiquant des IDS et IEL élevés.

Les échantillons silteux sont également divisés en deux groupes. Le premier groupe correspond à l'ensemble des points alignés sur l'axe IOx, montrant une population d'échantillons dispersés, avec des valeurs d'IOx et d'IDS comprises entre 0 et 1. Le second groupe, rassemble les 3 échantillons ayant des valeurs d'IOx et d'IDS moindres et des IEL plus élevés.

En ce qui concerne les échantillons gréseux, on observe la même tendance que dans le paragraphe précédent, i.e., les échantillons sont répartis sur l'axe IOx quelque soit la granulométrie du grès. Toutefois, on peut observer une légère tendance, en effet, plus la granulométrie augmente plus les échantillons sont localisés vers la droite de l'axe IOx, indiquant une élévation de l'IOx associée à une diminution de l'IDS, cependant cette observation peut être biaisée par le nombre décroissant d'échantillons.

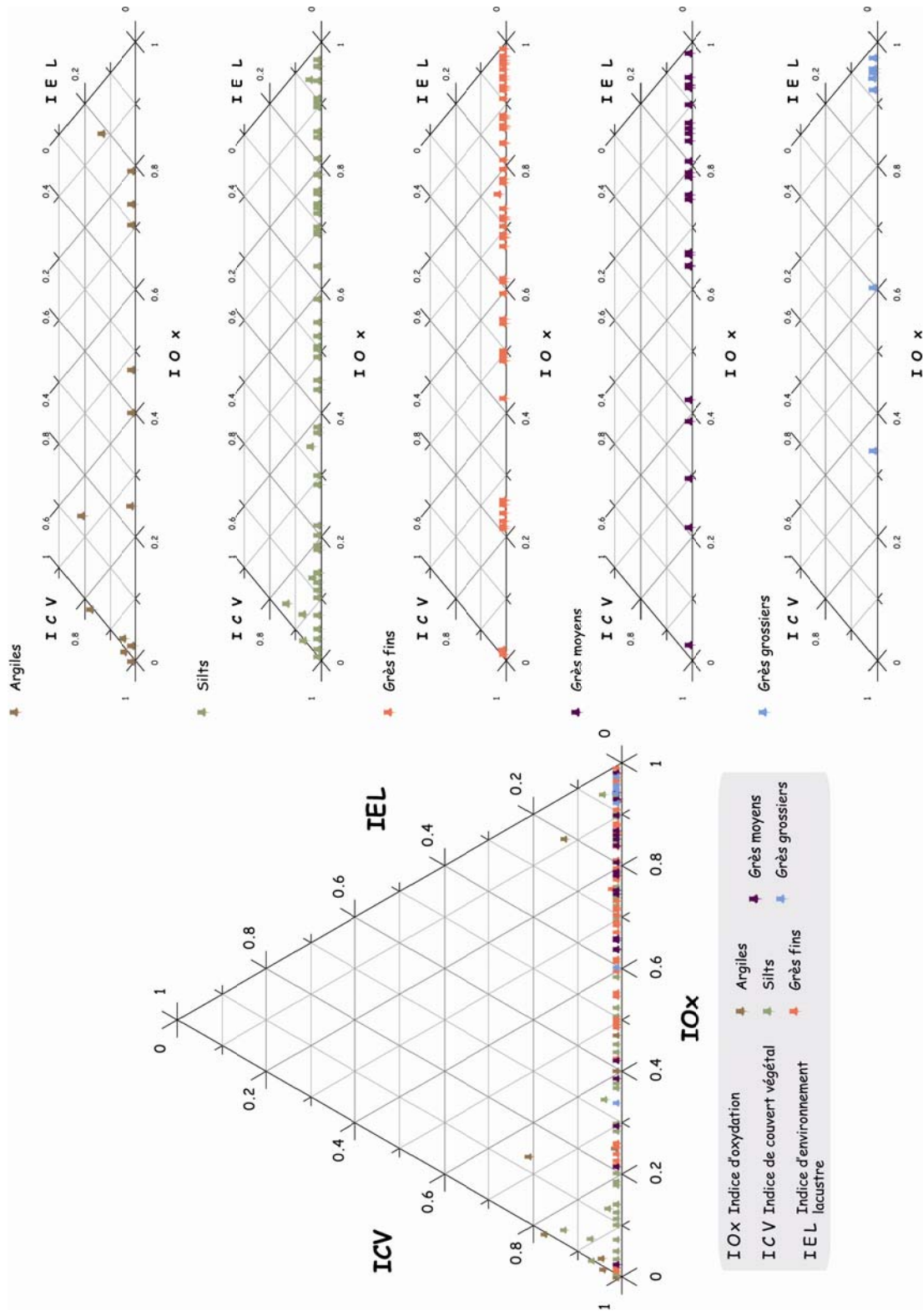


Fig.III.18: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'ICV et l'IEL de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Jingou He.

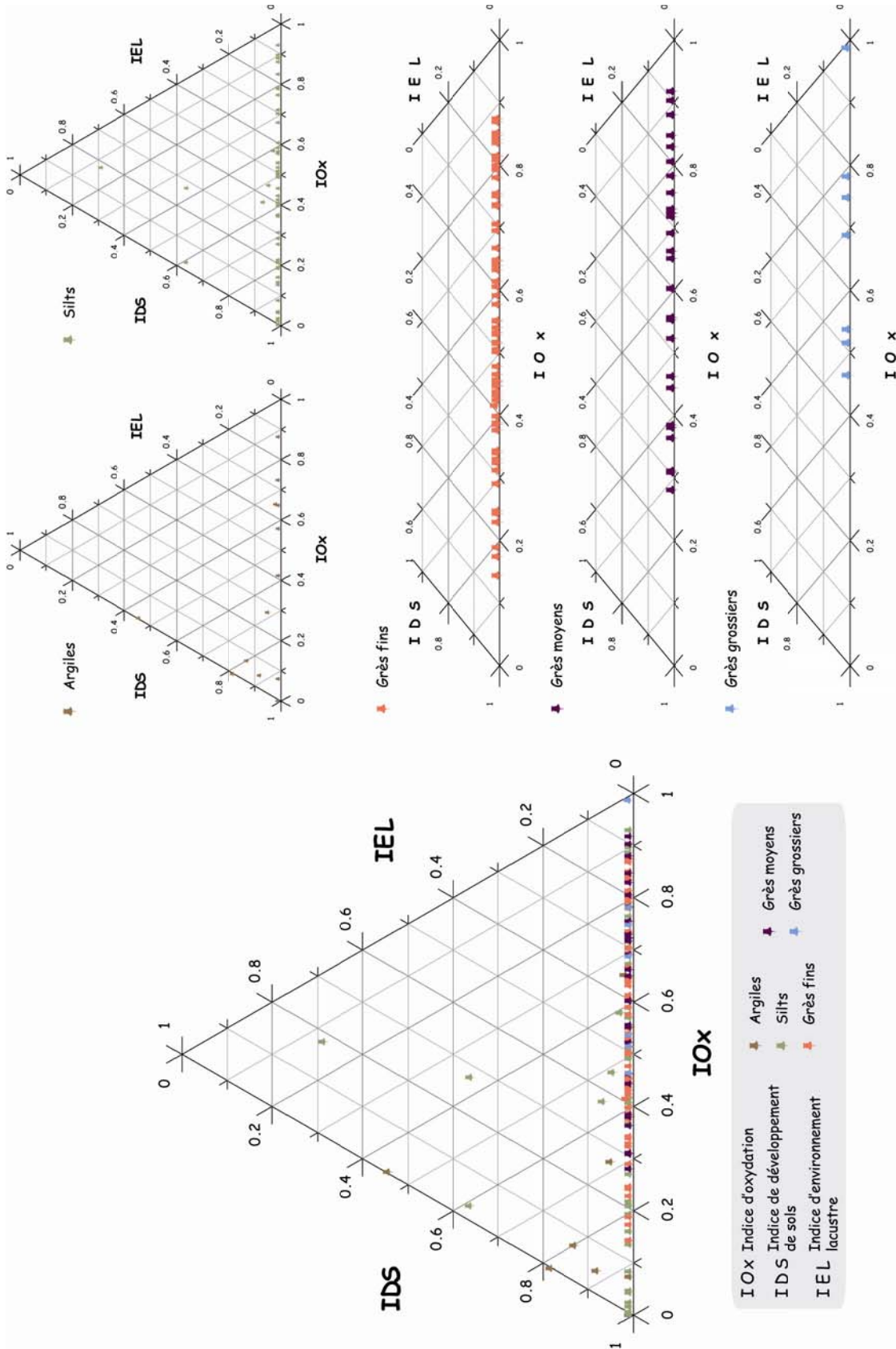


Fig.III.19: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'IDS et l'IEL de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Jingou He.

Sur la base des ces diagrammes, nous observons deux comportements différents entre les échantillons de lithologie fine (argile et silt) et les échantillons de lithologie plus grossière (grès fin à grossier).

En effet, les sédiments dits fins semblent être les porteurs des informations concernant les environnements lacustres mais ne sont pas caractéristiques d'un environnement avec un couvert végétal ou des sols. Ce qui rend compte d'une manière plus large de la relation connue entre argiles et préservation des MO fragiles comme les MO algales.

Les sédiments plus grossiers ou gréseux, sont totalement dépourvus de marqueurs lacustres. Plus la granulométrie est grossière plus ces sédiments sont porteurs d'une MO oxydée ce qui, là encore traduit la mauvaise préservation des constituants organiques dans les sédiments de granulométrie élevée.

La lithologie d'un dépôt permet de remonter au faciès puis à l'environnement sédimentaire. Les variations de faciès rencontrées au niveau de la Jingou He sont des variations qui concernent l'échelle de son bassin versant, elles sont donc locales. Or d'après les diagrammes précédents nous pouvons voir qu'il existe un lien étroit entre la lithologie et l'enregistrement de l'information paléoenvironnementale pour les sédiments fins, qui portent les marqueurs de tranche d'eau permanente.

Cependant, les marqueurs d'oxydation, de couvert végétal et de développement des sols apparaissent dans les sédiments de toutes lithologies avec des gammes de valeurs assez proches, sans doute parce que ces constituants organiques ont une plus grande résistance liée soit à une oxydation précoce ou à une pédogenèse renforcée. Si l'on prend les diagrammes ternaires des silts et des grès fins de la figure 17, on voit nettement que les échantillons sont largement répartis sur l'ensemble des diagrammes.

Le lien entre lithologie et indices environnementaux déduits de la MO existe donc et est formellement reconnaissable pour un milieu lacustre. Le contenu en MO des sédiments semble partiellement lié aux lithologies des sédiments, cependant il paraît exister un facteur climatique plus régional, celui du développement de couvert végétal, et de sols sur le bassin versant.

Nous pouvons ainsi interpréter les variations des palynofaciès et ensuite les comparer aux autres résultats avant de discuter de l'origine climatique ou tectonique des événements.

IV. Minéraux lourds

A. Description des résultats

L'analyse des minéraux lourds a été réalisée sur les 59 échantillons prélevés sur la coupe de Jingou He. Sur la figure III.20 sont représentés les graphiques des pourcentages relatifs de chaque minéral, en fonction de l'épaisseur.

Les données sont présentées sous forme de pourcentages relatifs et non sous forme de pourcentages volumiques, car dans les lames étudiées, certains minéraux n'ont pu être identifiés et comptés. Le poids total de l'ensemble des minéraux lourds de l'échantillon n'est donc pas égal à la somme des poids des minéraux lourds comptés.

Sur les graphiques suivants, les limites ont été posées pour les niveaux où une corrélation des changements dans les pourcentages relatifs de chaque minéral était visible. Les intervalles seront ainsi caractérisés par des valeurs moyennes des pourcentages en chaque type de minéral.

Par la suite, nous utiliserons les abréviations suivantes pour les noms des minéraux:

Grenat	Gt	Limonite	Li	Tourmaline	Tr
Epidote	Ep	Anatase	An	Hornblende	Ho
Zircon	Zr	Leucosène	Lc	Pyroxène	Px
Apatite	Ap	Rutile	Ru	Ilménite	Il
Barytine	Ba				

- Intervalle "1" (2173 à 2047 m) - Il est caractérisé par un fort pourcentage en Ep, Ba et Il (16,1; 24 et 20,6 % respectivement). Les autres minéraux sont en quantités plus faibles, entre 0,7 et 8,8 %.
- Intervalle "2" (2047 à 1894 m) - On observe une chute du pourcentage en Ep (6,2 %), une légère augmentation de la Ba (33,4 %) et de la Li (12,2 %). Les pourcentages des autres minéraux sont toujours assez faibles.
- Intervalle "3" (1894 à 1620 m) - Les Zr, Il et Li diminuent (4,6; 13,9 et 5,3 %) alors que les pourcentages du Gt et de la Ba augmentent (4,3 et 47 %). Le reste des minéraux demeure sensiblement constant.

- Intervalle "4" (1620 à 1405 m) - On observe de nombreuses variations. En effet, la plus flagrante est l'augmentation des Ap et des Zr (8,8 et 15,7 %) ainsi que des Lc (2,8 %). A l'opposé, les Gt diminuent (2,5 %), accompagnés par la Ba, qui passe de 47 à 29,7 %.
- Intervalle "5" (1405 à 1206 m) - Les pourcentages des Ap, Zr et Lc diminuent (4,3; 8,3 et 1,5 %) alors que ceux des Li, Ba et Px croient (8,7; 39,8 et 4,2 %). Les autres minéraux conservent leurs pourcentages.
- Intervalle "6" (1206 à 928 m) - Les pourcentages d'une majorité de minéraux varient. Seuls l'An, le Ru, l'Il et la Tr restent, en moyenne, à peu près constants. Une forte élévation de l'Ep, l'Ap, le Zr, le Gt, la Li et le Lc est observée (11,1; 6,5; 10; 4,1; 12,5 et 2,6 %). A l'inverse, l'Ho, la Ba et le Px diminuent (2,5; 29 et 1,1 %).
- Intervalle "7" (928 à 465 m) - Les minéraux qui ont montré une augmentation de leur pourcentage précédemment, diminuent, à l'exception de la Li qui croît toujours (20,2 %). Les Px et les Ho sont les seuls minéraux dont les pourcentages s'élèvent, à 3,7 et 6,9 % respectivement.
- Intervalle "8" (465 à 197 m) - Il se décrit par une nouvelle augmentation des pourcentages des Ep, Ho, Li et Px (9,2; 7,8; 28,6 et 7,2 %), opposée à la décroissance des Il, Lc, An et Ba (9,8; 1,2; 0,6 et 15,9 %). Pour ce dernier minéral, cet intervalle est celui où l'on observe son plus bas pourcentage, contre une moyenne sur l'ensemble de la coupe à 28,5 %.

Les échantillons prélevés sur la coupe Jingou He contiennent principalement de la Ba, de la Li et de l'Il, leurs moyennes respectives sont 28,5; 15 et 14,5 %. A eux seuls, ils constituent plus de la moitié (57,7 %) de l'assemblage de minéraux lourds des sédiments.

A l'opposé, le Ru, le Lc et l'An sont quasiment absents des échantillons, avec des pourcentages inférieurs à 2 %.

Finalement les autres minéraux, i.e. le Zr, l'Ep, la Tr, l'Ho, l'Ap et le Px, ont des pourcentages intermédiaires respectifs qui diminuent entre 8,5 et 3,1 %.

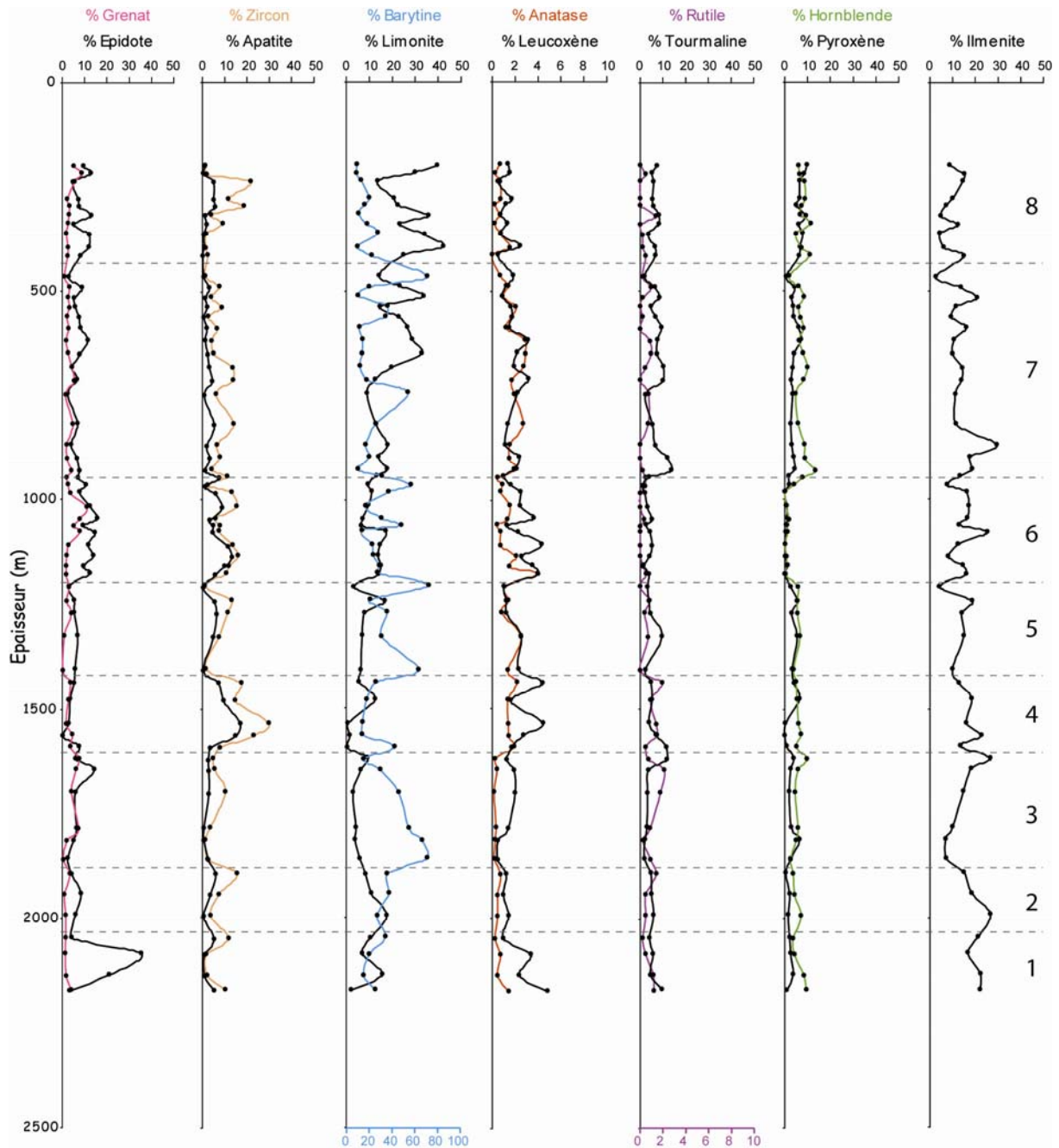


Fig.III.20 : Figure représentant le pourcentage relatif de chaque type de minéraux lourds: grenat, épidote, zircon, apatite, barytine, limonite, anatase, leucoxène, rutile, tourmaline, hornblende, pyroxène et ilménite, pour les échantillons prélevés sur la coupe Jingou He, en fonction de l'épaisseur.

B. Interprétation des résultats

Pour interpréter les résultats présentés sur la figure III.20, deux indices décrits dans la littérature ont été utilisés. Ces deux indices apportent, entre autres, des informations sur l'altération des minéraux durant leur transport et leur dépôt.

D'après Hubert (1962), les Zircons, Rutilés et Tourmalines sont des minéraux ayant une haute stabilité mécanique et chimique. De plus, ils sont généralement largement présents dans les grès. Il a ainsi défini un indice, le ZTR qui représente le pourcentage combiné de ces grains parmi les minéraux lourds détritiques transparents, non micacés. Cet indice serait un indice dit de "maturité" minéralogique des assemblages de minéraux lourds dans les grès.

Morton et Johnsson (1993) ont évalué les effets de différents facteurs sur les assemblages des minéraux lourds. Ils ont entre autre étudié les conséquences de l'accumulation d'alluvions dans le système fluvial de la rivière Apure (Llanos). Ils ont alors établi un deuxième indice, en plus de l'utilisation du ZTR indice, qui est le rapport entre l'Apatite et la Tourmaline (ATi). Ce taux se calcule de la manière suivante: $Ap. \times 100 / (Ap. + Tour)$. Sur la base de leurs analyses ils mettent en évidence un rapport entre le taux d'accumulation alluviale et la réduction significative de l'ATi. Il considère alors que cet indice peut-être un très bon outil pour évaluer l'amplitude de l'altération durant l'accumulation mais pas toujours pour déterminer la provenance du matériel.

En effet, sous des conditions semi-arides à arides (ce qui est le cas des sédiments étudiés) et dans des sédiments marins, fluviaux ou éoliens, cet indice peut-être utilisé pour discriminer les sédiments de différentes sources. Au contraire, dans les grès fluvio-deltaïques des climats humides tropicaux, l'indice est en partie dépendant de l'altération durant l'accumulation d'alluvions, et ne peut par conséquent être utilisé comme indicateur de source qu'avec l'apport d'autres données.

Les auteurs ont également mené une étude sur des bancs de grès d'une plaine d'inondation possédant des ATi variables. En parallèle, un rapport monazite sur zircon constant indiquerait une origine pérenne pour les sédiments. Ainsi, un grès possédant un fort ATi indiquerait qu'il n'y a pas eu de modification significative de la plaine d'inondation durant le transport. Dans le cas contraire, un faible ATi, l'accumulation dans la plaine se serait étendue sur une longue durée, permettant une altération des minéraux instables.

Sur la figure III.21 sont donc représentés les deux indices sélectionnés en fonction de l'épaisseur et de l'âge de la coupe Jingou He.

L'indice ZTR varie très peu le long de la coupe. Les valeurs sont autour de 14,7, en moyenne, à l'exception de trois périodes.

En effet on peut voir que jusqu'à ~17 Ma, l'indice ZTR est relativement constant (12,8 en moyenne). Entre ~17 et ~15,5 Ma, on observe une augmentation du ZTR jusqu'à 27,9 (A1 sur la figure 21). Puis à ~15,5 Ma, il diminue pour reprendre des valeurs proches de sa moyenne (14,2) et reste ainsi constant jusqu'à ~11,5 Ma. De nouveau, le ZTR croît jusqu'à 24,2 de ~11,5 à ~11,2 Ma (A2) pour diminuer une première fois aux alentours de 13,3. Il décroît une seconde fois vers 10,4 Ma, pour atteindre ses plus faibles valeurs (en moyenne, 6,8). Finalement jusqu'à la fin de la section, i.e. de ~10,1 à ~9,1 Ma, l'indice ZTR augmente progressivement, et atteint un maximum de 27,7 à ~9,2 Ma (A3).

L'indice AT est beaucoup plus variable que l'indice ZTR. Durant la première période, allant de ~23,6 à ~17 Ma, cet indice a une tendance générale constante, avec des valeurs autour de 33,2. A partir de ~17Ma et jusqu'à ~15,5 Ma, on note comme pour le ZTR, une augmentation de l'indice AT, avec des valeurs élevées et une moyenne de 68,3 (B1). Ensuite il décroît pour atteindre une valeur moyenne de 35, comme durant la première période. De ~14,1 à ~12,7 Ma, on décrit une seconde période avec de fortes valeurs d'AT (64,6 en moyenne, B2). Cette période est suivie par une décroissance progressive de l'indice jusqu'à environ 10,1 Ma, avec un minimum de 3,6. Enfin, on observe une dernière augmentation de l'indice, avec une valeur moyenne de 32,9 (B3). Cette élévation est synchrone de l'augmentation de l'indice ZTR.

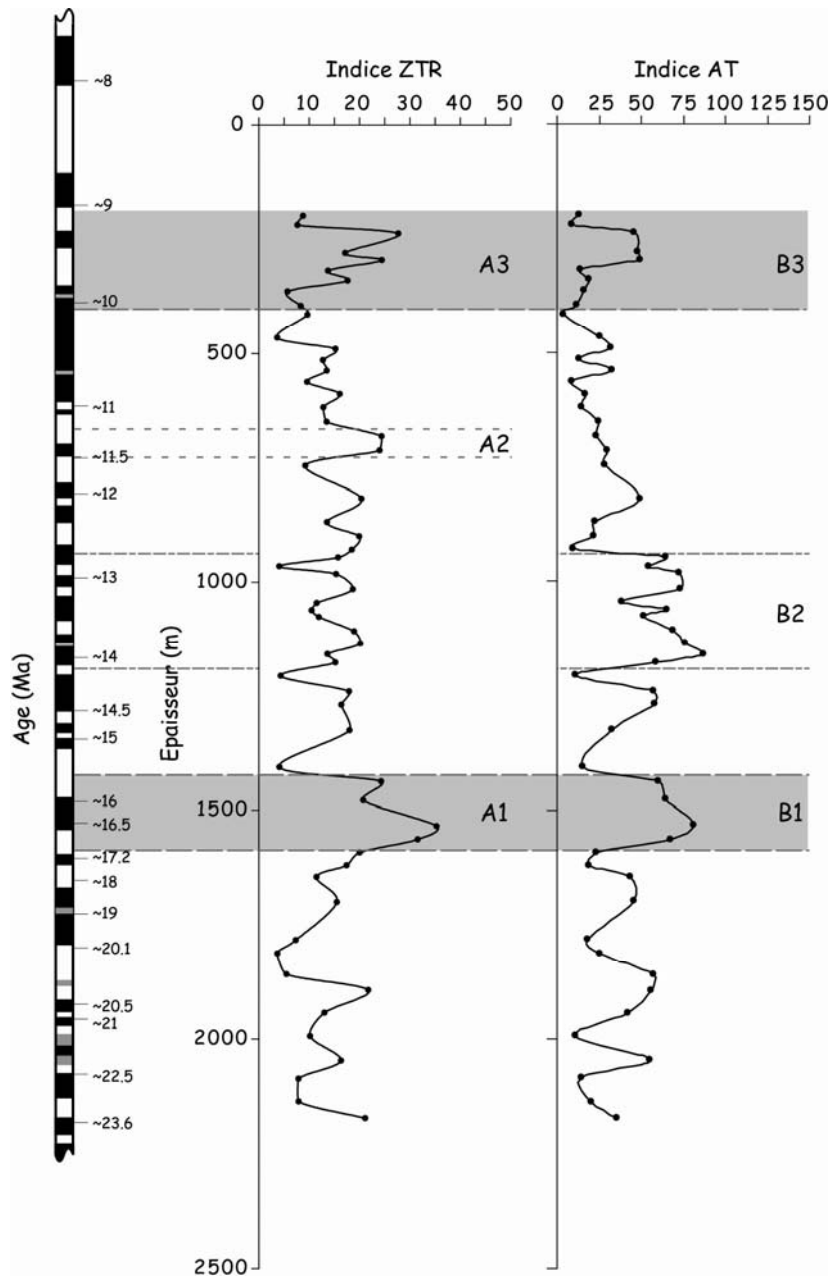


Fig.III.21 : Représentation des indices ZTR et AT en fonction de l'épaisseur et de l'âge de la section Jingou He.

Sur l'ensemble de la coupe, on note donc deux périodes où l'évolution des indices ZTR et AT sont identiques. Ces périodes sont A1-B1 de ~17 à ~15,5 Ma, et A3-B3 de ~10,1 à ~9,1 Ma. Elles se décrivent par l'augmentation des deux indices. Si l'on se reporte à la figure III.20, on peut voir que ces augmentations sont accompagnées par l'élévation des pourcentages en Il et la diminution des pourcentages en Ep, Li et Ba.

Or, nous savons que des valeurs importantes de l'indice AT peuvent s'expliquer par deux raisons, soit par un fort apport en sédiment, minimisant ainsi la disparition des minéraux

instables tel que l'apatite soit par une faible altération due à une source proche, diminuant le transport des sédiments et donc le temps pendant lequel ils sont soumis à l'altération.

En plus de ces deux périodes où les indices sont corrélables, on a décrit deux phases correspondant à des valeurs d'indices remarquables. La zone B2, de ~14,1 à ~12,7 Ma, indiquant une augmentation de l'indice AT, n'est pas corrélée à une augmentation de l'indice ZTR, on peut donc en déduire que ceci est dû à une diminution de l'altération des minéraux lourds instables, et non à une augmentation du flux de sédiments, qui serait aussi marquée par une élévation du ZTR.

Le seconde période, A2 (~11,5-11,2 Ma), voit son ZTR augmenter alors que l'indice AT diminue. On peut donc supposer que cette augmentation est mise en évidence par une réduction du nombre de minéraux instables et donc par une augmentation de l'altération de ces derniers.

V. Traces de Fission

Sur les 16 échantillons prélevés pour l'analyse des traces de fission, sur la coupe Jingou He, seulement 3 ont été comptés pour le moment. Les autres n'étant pas encore irradiés au moment des comptages.

Sur la figure III.22 suivante, sont représentés les diagrammes obtenus pour chaque échantillon ainsi que l'épaisseur et l'âge du niveau échantillonné.

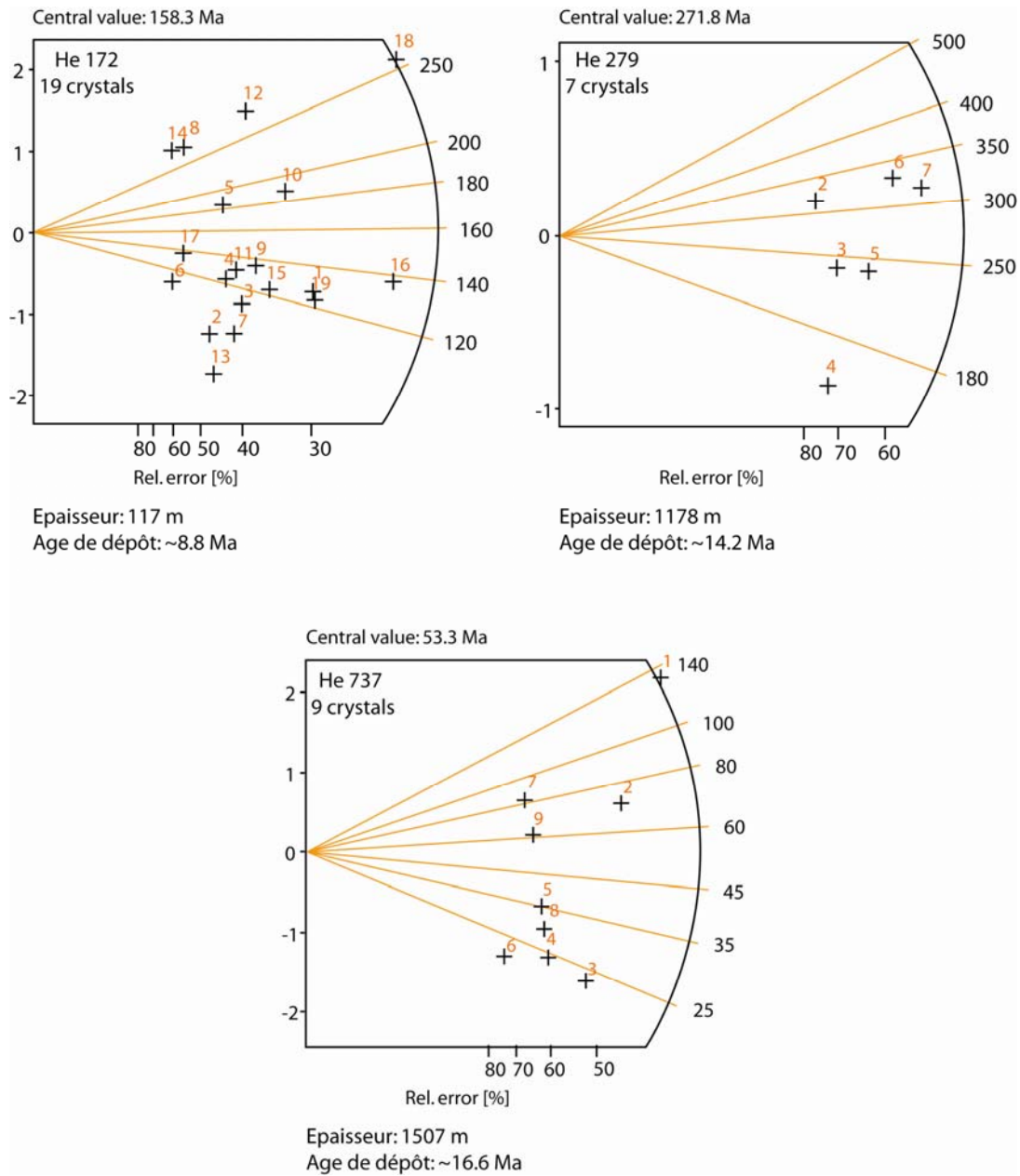


Fig.III.22 : Diagrammes des âges traces de fission obtenue pour les 3 échantillons prélevés sur la section Jingou He. Sont également indiqués l'épaisseur et l'âge magnétostratigraphique du niveau échantillonné.

He 172 a été prélevé dans un niveau daté par magnétostratigraphie à ~8,8 Ma. Les 19 cristaux d'apatites comptés, donnent une valeur centrale d'âge à 158,3 Ma donc du Jurassique Moyen-Supérieur. Cependant, la gamme d'âges représentée par l'ensemble des grains est assez large.

Les apatites de l'échantillon He 279, d'âge ~14,2 Ma, donne une valeur centrale de 271,8 Ma (Permien Inférieur). Il contient quelques grains d'âges supérieurs à 300 Ma (Carbonifère, âge de l'arc volcanique).

Enfin, l'échantillon He 737, daté à ~16,6 Ma, contient des apatites donnant une valeur centrale d'âge de ~53,3 Ma (Paléocène).

Pour ces deux derniers échantillons, la gamme d'âge est à nouveau assez large et peu de cristaux ont été comptés (7 et 9). Or, il est conseillé d'avoir au minimum 20 cristaux par échantillons.

Malgré cela, on voit que pour les trois échantillons, les données s'étalent sur une grande gamme d'âges indiquant que les apatites proviennent des roches situées derrière l'arc volcanique Carbonifère (fig.III.23), roches post-permiennes majoritairement. Donc soit l'arc volcanique n'était pas encore exhumé et il n'y avait alors aucune barrière pouvant arrêter les sédiments érodés de cet orogène, soit ces apatites sont issues du recyclage de sédiments, déjà déposés dans d'autres petits bassins intra-montagneux.

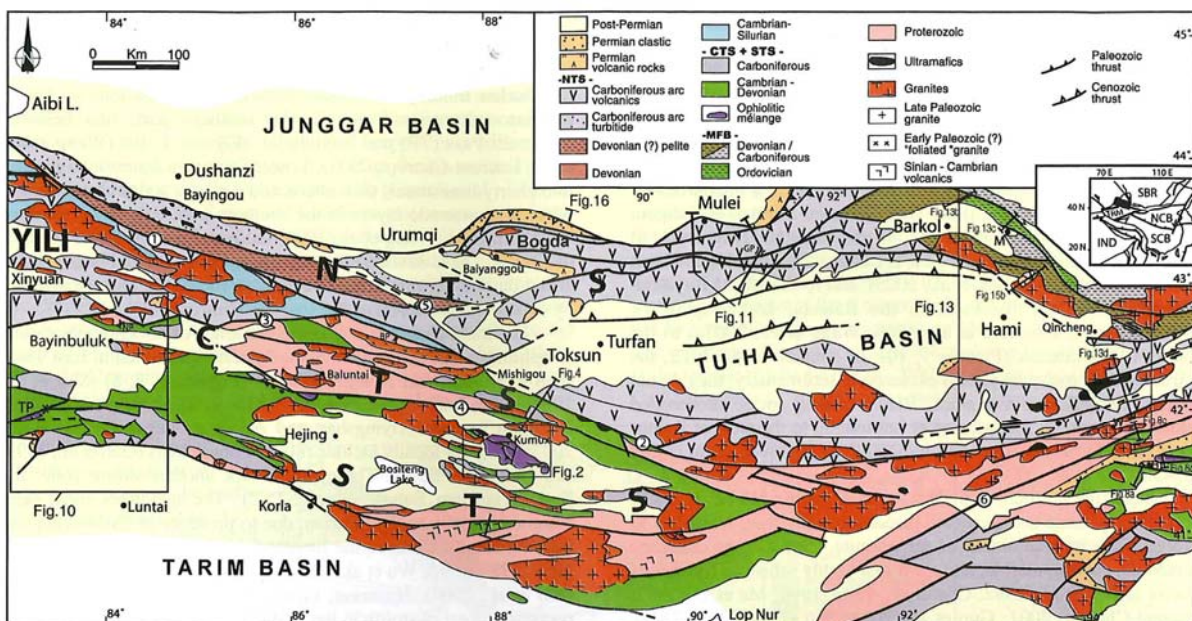


Fig.III.23 : carte géologique du Tianshan Est. (d'après Charvet et al., 2007).

VI. Paramètres magnétiques et taux d'accumulation

D'après Kissel *et al.* (1997) et Charreau *et al.* (2005, 2006), l'évolution dans le temps de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (AMS) apportent des informations sur les changements de sources, les conditions de transports des sédiments, qui peuvent avoir lieu lors de la formation d'un bassin. A partir des analyses de l'AMS, différents paramètres magnétiques sont calculés, dont la susceptibilité magnétique κ et le paramètre de forme T.

Le premier indique un changement de source et le deuxième est un paramètre d'hydrodynamisme.

Charreau *et al.* (2008) ont calculé des taux d'accumulation sédimentaire à partir des âges magnétostratigraphiques et de l'épaisseur des sédiments de la coupe.

Dans ce paragraphe, seuls sont présentés les résultats concernant les paramètres magnétiques et le taux d'accumulation (Fig.24).

De la base de la section de la Jingou He ($\sim 23,1$ Ma) à ~ 15 Ma, le taux d'accumulation est de $0,1 \pm 0,05$ mm/a. Deux brusques augmentations du taux sont observées, la première à ~ 15 Ma, faisant passer le taux à $0,18 \pm 0,05$ mm/a et la seconde à ~ 11 Ma, avec un taux à $0,29 \pm 0,10$ mm/a.

Le long de la Jingou He, la susceptibilité magnétique dite κ varie de 76 à $1682 \cdot 10^{-6}$ U.S.I. et est en moyenne de $548 \pm 297 \cdot 10^{-6}$ U.S.I. Ce paramètre présente plusieurs variations au cours du temps. De ~ 22 à 16-15 Ma, κ décroît progressivement puis se stabilise autour de $300 \cdot 10^{-6}$ U.S.I. Puis de 16-15 à 12-11 Ma, on observe une augmentation puis une stabilisation de κ à $\sim 500 \cdot 10^{-6}$ U.S.I. Enfin à ~ 11 Ma, κ s'élève brutalement à $\sim 800 \cdot 10^{-6}$ U.S.I. puis reste constante jusqu'à la fin de la coupe à ~ 8 Ma.

Parallèlement à κ , le paramètre de forme T a des valeurs négatives, proches de 0, de la base de la coupe à ~ 20 Ma, puis augmente progressivement à des valeurs positives jusqu'à ~ 17 Ma (0,6). De ~ 17 à ~ 15 Ma, les valeurs diminuent pour atteindre 0. Puis de ~ 15 à ~ 14 Ma, les valeurs sont négatives, constantes et proches de 0. Enfin de ~ 14 à ~ 12 Ma, T augmente jusqu'à une valeur moyenne de 0,4. Finalement, jusqu'à la fin de la coupe, ~ 8 Ma, T varie légèrement autour de la valeur moyenne 0,4.

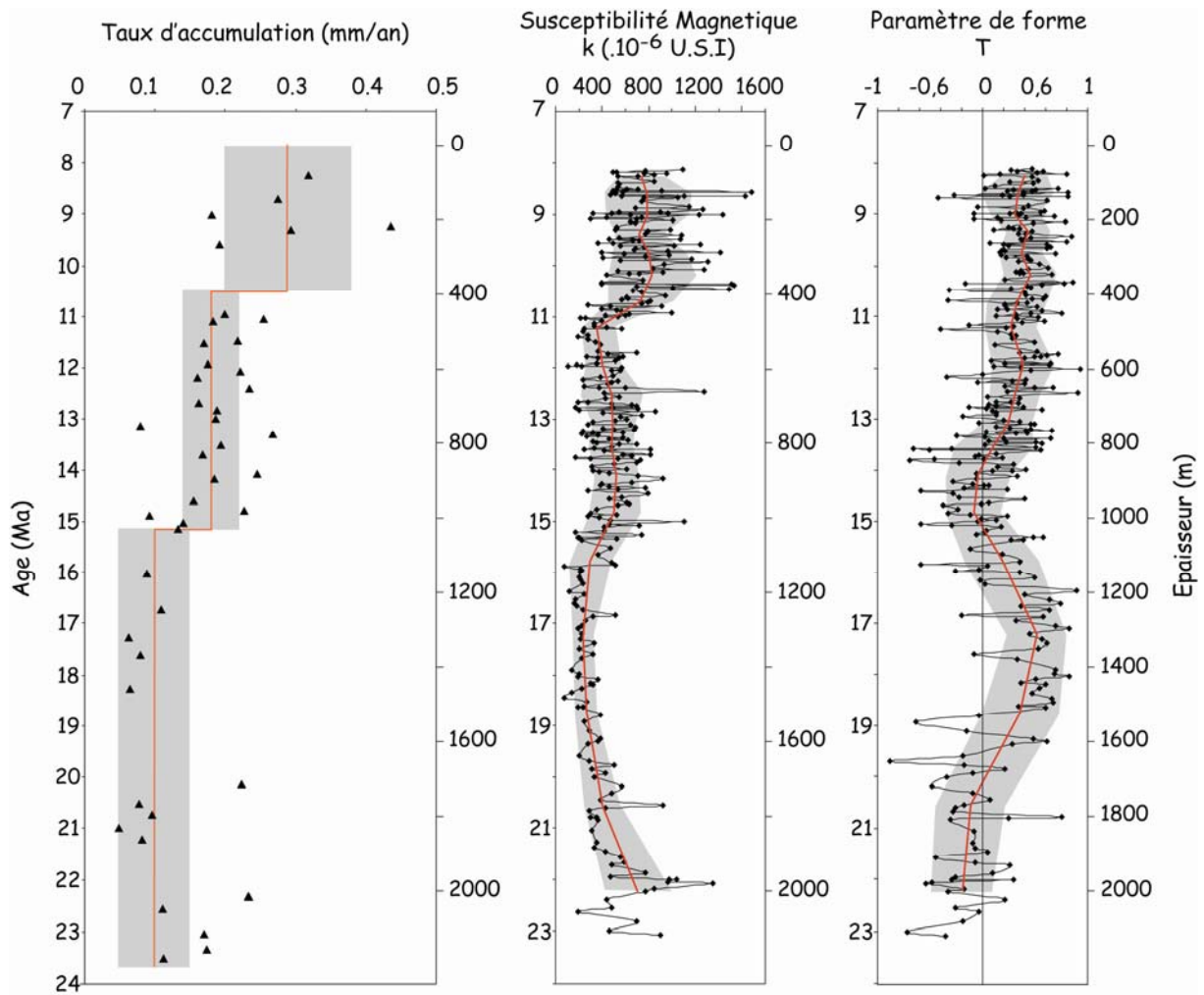


Fig.III.24: Graphiques représentant le taux d'accumulation, la susceptibilité magnétique et le paramètre de forme obtenus sur la coupe Jingou He, en fonction de l'âge (Charreau et al., 2008).

VII. Interprétation des données

A partir des études réalisées sur la coupe de la Jingou He, différents types d'évènements ont pu être identifiés. Ces évènements ont pour certains été enregistrés par un seul paramètre et pour d'autres par plusieurs. Nous proposons ici une première reconstruction environnementale et climatique de ~25 à ~7 Ma.

La figure suivante (fig.III.25) propose un tableau résumé de l'ensemble des variations observées pour chaque paramètre.

a. ~25,1 à ~23,6 Ma : formation Anjihai He

Durant cette période, l'environnement sédimentaire est lacustre avec une tranche d'eau permanente comme l'indiquent le faciès sédimentaire et la MO. Au cours du temps, les apports terrigènes augmentent, comme le montre le faciès sédimentaire. Cette période correspond donc globalement à un climat très humide avec un hydrodynamisme très faible, représentant bien un milieu aquatique calme et donc globalement des processus érosifs très réduits.

b. ~23,6 à ~20,1 Ma : formation Shawan

On passe ici progressivement d'un milieu lacustre avec des apports terrigènes à un environnement de type système fluvial avec plaine d'inondation à marécages puis à grains fins et traces pédogéniques. Cette variation montre un remplissage progressif du lac par les dépôts sédimentaires et donc une reprise de l'érosion de la chaîne.

Cette modification du paysage se fait dans un premier temps sous un climat humide, ce qui permet le maintien d'une certaine tranche d'eau correspondant aux marécages, comme le montre le faciès sédimentaire. Dans un deuxième temps, on a une tendance à l'aridification du bassin versant avec toutefois la présence d'une tranche d'eau épisodique dans laquelle se développent de la flore et la faune, comme l'indiquent la MO et le faciès sédimentaire.

Le passage à un système fluvial est également marqué par l'augmentation des conditions hydrodynamiques.

Cette évolution du paysage entre ~25 et ~20 Ma, révèle une érosion plus forte de la chaîne. Il est difficile de dire sur la base de ces données, si cette dernière est d'origine climatique ou tectonique car nous ne disposons pas de données ni sur le taux d'accumulation, ni sur les sources (k, ZTR et AT). Cependant, il est difficile de justifier le remplissage d'un

lac par des apports terrigènes supplémentaires uniquement par une érosion d'origine climatique sachant que le climat demeure relativement humide durant cette période. La modification du paramètre hydrodynamique semble nous indiquer un effet lié à la formation de relief, donc une origine plutôt tectonique.

c. ~20,1 à ~16 Ma : formation Taxi He

Durant ces 4 millions d'années, l'environnement sédimentaire correspond à nouveau à un lac qui passe d'un système terrigène oxydé à un système carbonaté réduit puis à nouveau à un système terrigène oxydé. Ceci est montré une évolution des apports sédimentaires qui diminuent jusqu'à ~17 Ma puis réaugmentent.

En parallèle, on voit également une variabilité climatique au travers des données sur la MO. En effet, à la base de la formation, un climat très aride sans végétation et sans sols permet l'érosion de la chaîne et l'apport d'éléments terrigènes dans le lac. Puis la mise en place d'un climat très humide engendre le développement d'un couvert végétal sur le bassin versant avec des sols installés, diminuant l'érosion et les apports sédimentaires. Le milieu lacustre devient alors plus calme et son système de sédimentation devient propice à une sédimentation carbonatée en milieu plutôt réducteur.

On peut voir également que l'hydrodynamisme change et correspond bien à l'évolution environnementale et climatique. En effet, il est tout d'abord relativement fort durant la période aride, ce qui indique probablement un climat contrasté, c'est-à-dire un climat globalement aride limitant la végétation et de fortes pluies concentrées sur une période relativement courte. Puis, l'hydrodynamisme devient faible voire nul lors de la mise en place du lac carbonaté réduit et du climat humide. Ces données suggèrent un climat plus tempéré avec des pluies plus faibles, mais cela sur de plus longues périodes, s'infiltrant et permettant le développement de sols et de végétation sur le bassin versant et d'une tranche d'eau dans le bassin.

Enfin, le système lac carbonaté réduit passe à un système lacustre terrigène oxydé, les paramètres d'hydrodynamisme deviennent plus élevés et un fort apport en minéraux lourds stables et instables indique une reprise de l'érosion de la chaîne, donc un fort flux sédimentaire, l'ensemble se faisant sous un climat constant.

Ces observations permettent de proposer que ces changements d'environnements sédimentaires associés à des variations de l'humidité, de l'hydrodynamisme et du flux

sédimentaire sont probablement à mettre en regard d'un processus tectonique majeur, comme le soulèvement de la chaîne.

d. ~16 à ~7,5 Ma : formation Dushanzi

Le remplissage du lac amorcé durant la période précédente continue conduisant à un paysage avec un système lacustre terrigène oxydé proche d'un système fluvial. Ensuite, se fait la mise en place d'un système fluvial avec plaine d'inondation à grains moyens et traces pédogéniques puis à grains grossiers. On peut voir que chaque système fluvial perdure 3 et 4 Ma respectivement. On observe ici une augmentation progressive des apports terrigènes et une élévation de la granulométrie des sédiments.

Vers ~15 Ma, on note la mise en place d'un climat aride, une augmentation du taux d'accumulation et un changement de source, l'ensemble correspondant au passage du milieu lacustre au milieu fluvial. Ceci est souligné d'une part, par la disparition des sols et de la végétation mettant à nu le substratum et d'autre part, par une forte augmentation de l'érosion de la chaîne. L'ensemble des données se corrèle et indique clairement une origine tectonique, comme un soulèvement du Tianshan.

Ensuite, se succèdent de nombreuses pulsations environnementales qui ne sont liées ni à des changements d'environnements sédimentaires ni à une augmentation du taux d'accumulation ni à des modifications de sources. On observe uniquement des changements des conditions hydrodynamiques et des apports en minéraux lourds instables. On peut noter que la première période de forte aridité sur le bassin versant est liée à un hydrodynamisme fort ce qui suggère un climat très contrasté avec des longues périodes sèches et de courtes périodes de pluies intenses et donc fortement érosives. Les variations enregistreraient prioritairement des changements de sources liés à une érosion principalement soumise aux fluctuations climatiques.

Vers ~11 Ma, le même style de modification est enregistré. En effet, on peut observer un passage à un système fluvial à granulométrie plus grossière, une aridification du climat, une augmentation du taux d'accumulation, un changement de source. Là encore, l'ensemble des données permet de proposer une origine tectonique à une telle modification, à savoir un nouvel uplift du Tianshan.

Enfin sur le haut de la coupe, de ~11 à ~8,5 Ma, on observe une forte variabilité climatique malgré un paysage stable. Comme précédemment, ces changements sont marqués par des variations hydrodynamiques et un fort apport en minéraux lourds stables et instables. La dernière période climatique très aride sur la coupe de Jingou He pourrait donc être associée

à un fort hydrodynamisme témoin d'un climat contrasté. Ces changements seraient donc majoritairement dus à l'érosion de la chaîne sous contrôle climatique et à l'apparition d'une nouvelle source de sédiments, en amont sur le bassin versant.

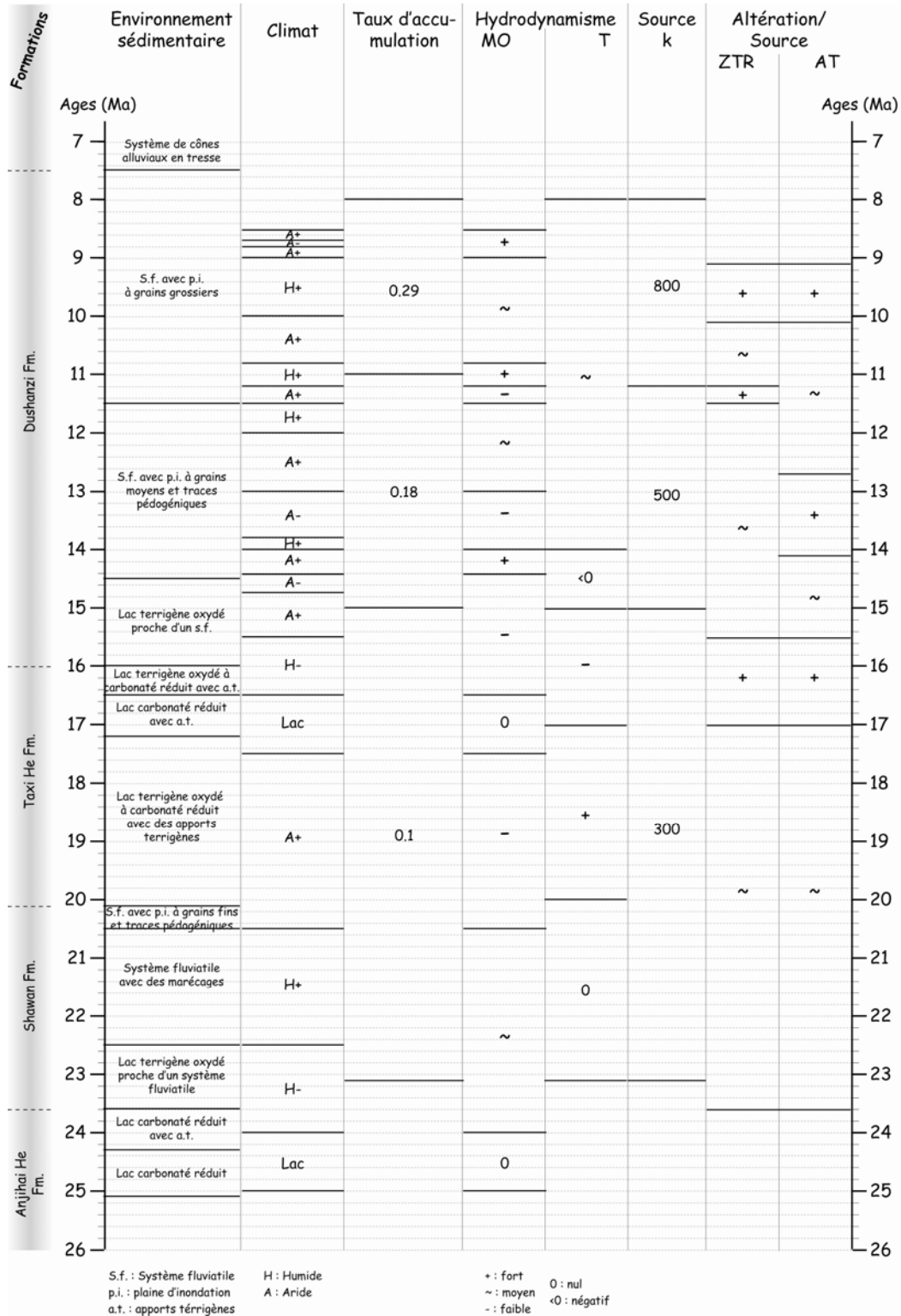


Fig.III.25: Résumé de l'ensemble des observations faites sur la coupe Jingou He en fonction de chaque analyse et de l'âge.

KUITUN HE



I. Sédimentologie

Le log de la coupe Kuitun He a également été réalisé à l'échelle 1/500, et sur une longueur de 2300 m durant la mission 2007. Une première retranscription sous forme schématique a été faite à l'échelle 1/5000 afin de voir les variations entre les différentes unités de faciès décrites et en vue de la comparaison avec les résultats issus des analyses de la matière organique (MO) et des minéraux lourds (ML).

La coupe de la Kuitun He étudiée met à l'affleurement 3 formations cénozoïques, décrites dans le §IV du chapitre I : Taxi He, Dushanzi et Xiyu.

Dans la présente étude, seules les unités, des formations Dushanzi et Xiyu, correspondant à la zone échantillonnée sont décrites (Fig.IV.6). Sur cette figure sont reportés les noms des formations, les unités de faciès, les âges magnétostratigraphiques, les environnements sédimentaires et les échantillons prélevés.

Ces formations ont été subdivisées en unités de faciès numérotées de 1 à 6, de la base au sommet de la coupe. Elles ont ensuite été interprétées en termes d'environnement sédimentaire.

A. *Dushanzi Fm.*

La formation Dushanzi de la coupe Kuitun He est composée de 4 unités de faciès et mesure 1510 m. Les datations par magnétostratigraphie réalisées par Charreau *et al.* (2005), ne débutent pas à la base du log mais à la limite entre la première et la deuxième unité de faciès de la Dushanzi Fm. Ce premier âge correspond également au premier échantillon prélevé, il est de à ~10,5 Ma. Le sommet est quant à lui daté à ~4,8 Ma.

1. Unité 3 : U3

L'unité 3 mesure ~530 m, sa base est datée à ~10,5 Ma et son sommet à environ 8 Ma (Fig.IV.1a).

Cette unité est composée de grès moyens rouge-orangés fortement bioturbés, avec la présence de terriers (Fig.IV.1b) et de traces d'exondation comme les racines (Fig.IV.1c). On associe à ces sédiments gréseux de la plaine d'inondation, des chenaux de grès moyens à grossiers, qui ont soit un litage plan horizontal soit un litage entrecroisé, de type rides 2&3D, indiquant un certain hydrodynamisme.

Cette unité représente un système fluviatile avec des chenaux et une plaine d'inondation à sédiments à grains moyens et traces pédogéniques.



Fig.IV.1 : Photos illustrant les faciès de l'unité 3 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) zoom sur un terrier ; c) niveau de grès moyens bioturbés avec un chenal à base érosive.

2. Unité 4 : U4

Cette unité mesure environ 300 m et son sommet est daté à $\sim 6,2$ Ma (Fig.IV.2a).

Le passage à cette unité se fait principalement par une augmentation de la granulométrie et une disparition des structures en rides 2D. On retrouve ainsi, des sédiments gréseux moyens à grossiers de plaine d'inondation, rouge-orangés. Ces sédiments présente encore des traces pédogéniques (Fig.IV.2b). Il est associé à des chenaux plus épais de conglomérats de grès grossiers et de graviers et avec une base érosive (Fig.IV.2c).

L'environnement sédimentaire demeure un système fluvial mais avec des chenaux et plaine d'inondation à grains moyens à grossiers, et des traces pédogéniques.

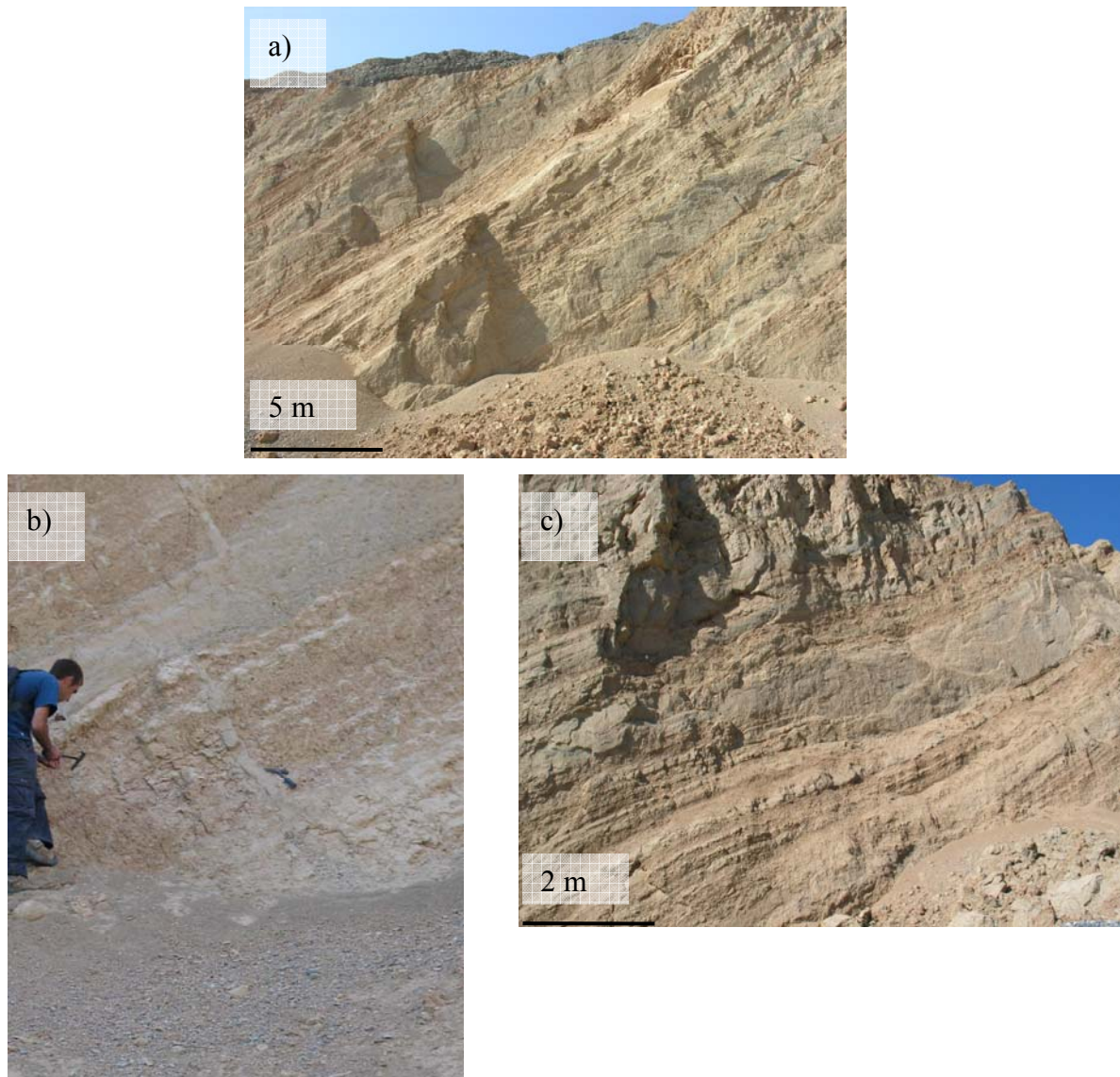


Fig.IV.2 : Photos illustrant les faciès de l'unité 4 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Ouest ; b) niveau de grès moyens avec des traces de racines ; c) niveau de grès moyens avec un chenal à base érosive.

3. Unité 5 : U5

L'unité 5, la dernière de la formation Dushanzi mesure environ 300 m (Fig.IV.3a).

L'unique différence entre cette unité 5 et l'unité 4 précédente est la disparition totale des traces pédogéniques et une légère granocroissance des sédiments de la plaine d'inondation.

On observe ainsi des sédiments de plaine d'inondation gréseux grossiers toujours associés à des chenaux de grès grossiers et de conglomérats à graviers (Fig.IV.3b.). On retrouve principalement des structures de types rides 3D (Fig.IV.3c).

Il s'agit d'un environnement toujours de type système fluviatile avec chenaux et plaine d'inondation à grains grossiers.

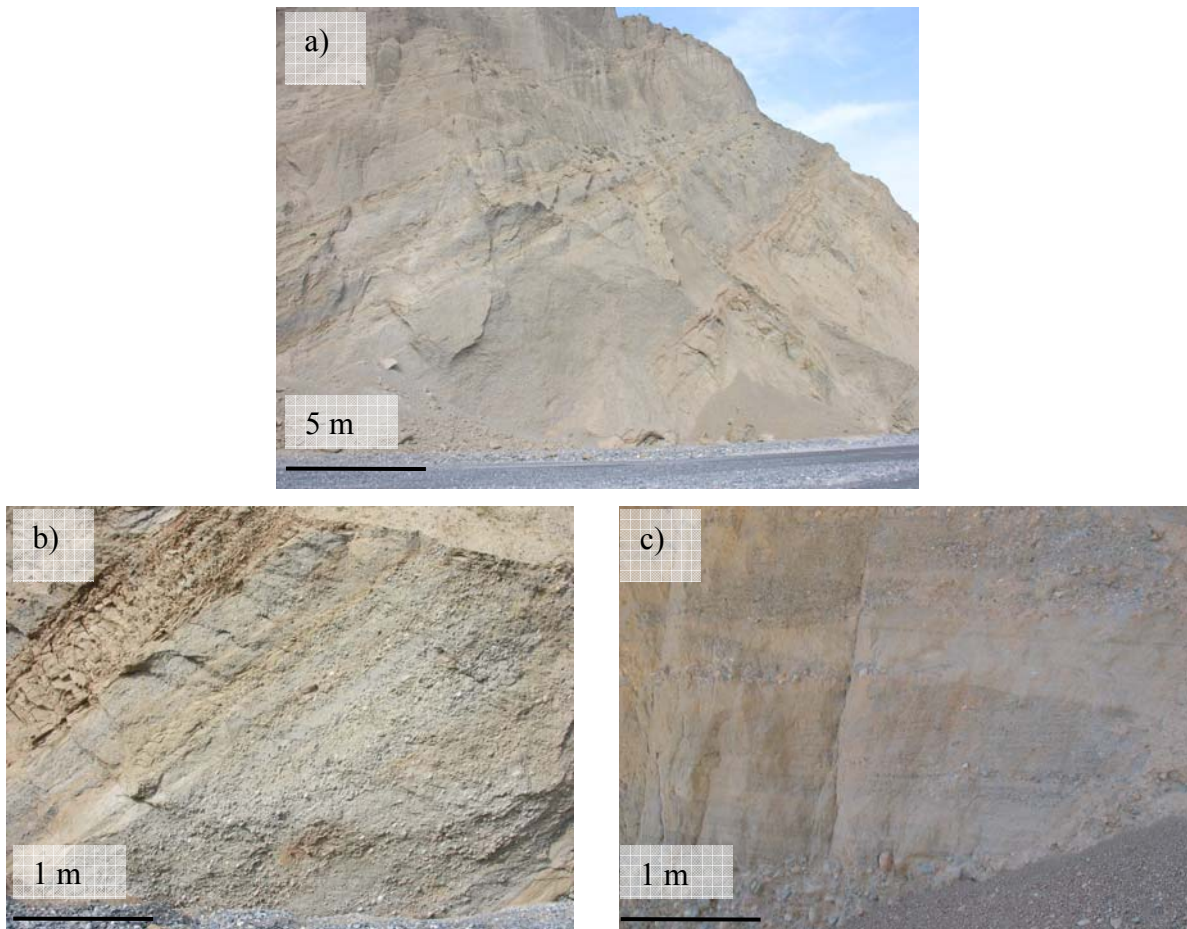


Fig.IV.3 : Photos illustrant les faciès de l'unité 5 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Ouest ; b) niveau de grès grossiers et chenal de conglomérats à graviers; c) structures de rides 3D d'un chenal.

La formation Dushanzi de la Kuitun He est assez semblable à celle de la Jingou He. Elle est également la plus importante en épaisseur et présente des changements progressifs. On peut mettre en évidence une grano-croissance des sédiments de la plaine d'inondation et du remplissage des chenaux, une strato-croissance des niveaux les plus grossiers et une strato-décroissance des sédiments de la plaine. L'environnement sédimentaire demeure un système fluviatile avec des chenaux et une plaine d'inondation tout le long de la coupe. La flore et la

faune se développent dans cet environnement de dépôt mais l'hydrodynamisme y est de plus en plus fort.

B. Xiyu Fm.

La transition entre l'unité 5 de la Dushanzi Fm. et l'unité 6 de la Xiyu Fm. se fait progressivement. Sur le terrain cette limite se distingue nettement (Fig.IV.4a).

Elle mesure environ 690 m et son sommet n'a pas été daté car la lithologie ne permettait pas le prélèvement des échantillons pour l'analyse magnétostratigraphique. Cette formation est représentée par une unité de faciès.



Fig.IV.4 : Photos illustrant la limite entre l'unité 5 de la Dushanzi Fm. et l'unité 6 de la Xiyu Fm., sur la rive Est.

1. Unité 6 : U6

L'unité 6 est composée de bancs conglomératiques à galets, à graviers (Fig.IV.5a) et à blocs ayant quelques structures sédimentaires de rides 3D ou horizontales (Fig.IV.5b).

Ces types de dépôts permettent de définir l'unité 6 comme un environnement de type système de cônes alluviaux en tresse.

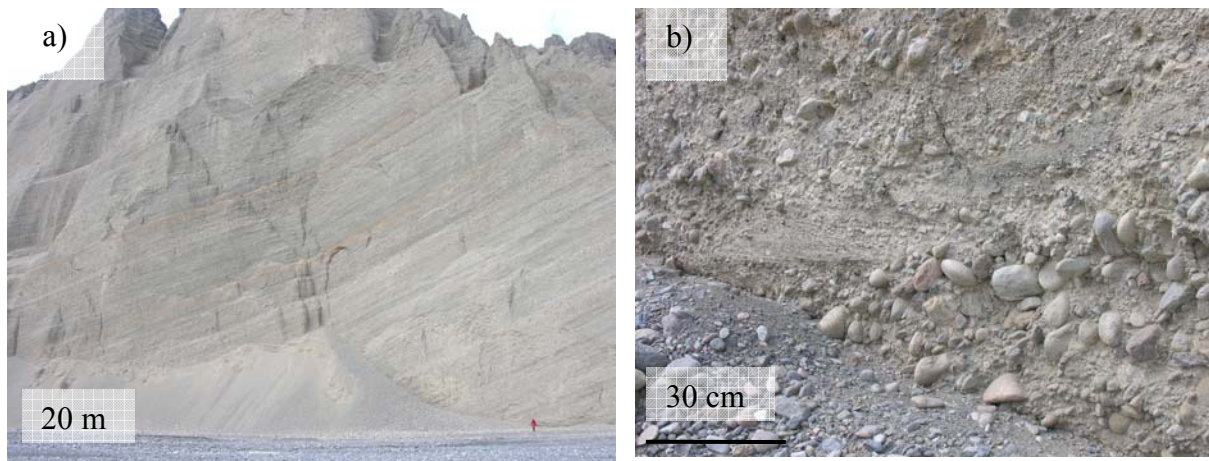


Fig.IV.5 : Photos illustrant les faciès de l'unité 6 de la Xiyu Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) banc de conglomérats à galets.

La tendance à l'aridification observée sur la coupe Jingou He semble se prolonger. En effet, sur la Kuitun He, on ne voit pas de faciès marquant un milieu lacustre ou un système fluvial avec plaine d'inondation très humide. Les environnements de dépôts correspondent uniquement à des systèmes fluviaux avec des sédiments de plus en plus grossiers, plus pauvres en bioturbation. Ils renforcent l'idée de l'aridification du milieu et de la progradation du cône, avec un fort hydrodynamisme.

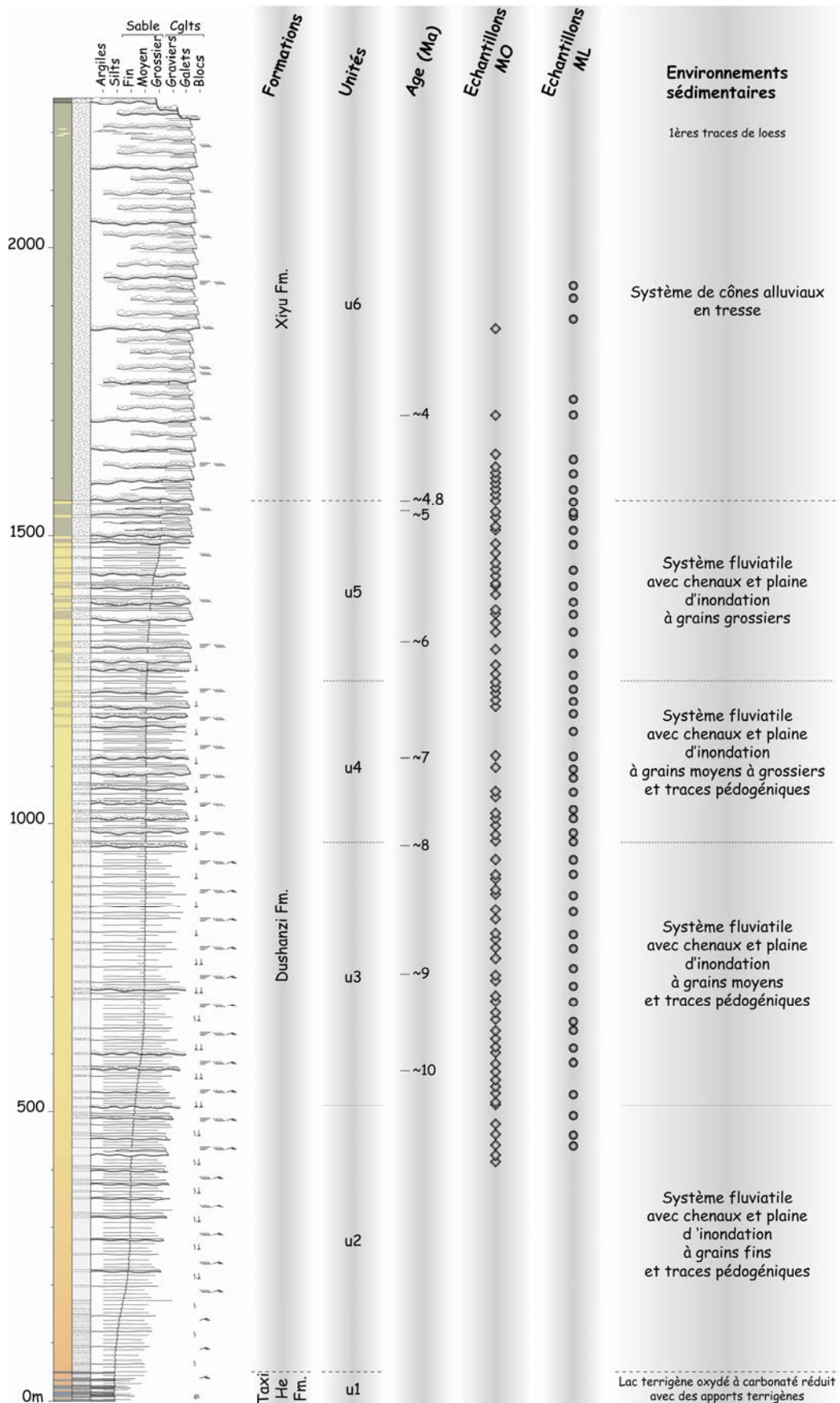


Fig.IV.6: Logs de la coupe Kuitun He au 1/5000 avec les formations, les unités de faciès, les âges, les échantillons prélevés et les environnements sédimentaires.

II. Pyrolyse Rock-Eval

Le nombre d'échantillons prélevés et analysés par pyrolyse Rock-Eval, sur la coupe Kuitun He est au nombre de 76. La figure IV.7, présente les valeurs du Carbone Organique Total (COT), de la température maximale de pyrolyse (Tmax) et de l'Indice d'Hydrogène (IH), en fonction de l'épaisseur.

Les teneurs en COT des échantillons sont très faibles, inférieures à 0,1 %, la valeur moyenne étant de 0,02 %.

Les valeurs de Tmax sont réparties sur un intervalle important allant de 206 à 607 °C, avec une valeur moyenne de 294 °C.

L'indice d'hydrogène est quant à lui compris dans un intervalle allant de 60 à 500 mg HC/g COT et avec une valeur moyenne de 245 mg HC/g COT.

Comme pour la Jingou He, les valeurs de COT de la Kuitun He étant toujours inférieures à 0,1 %, les valeurs de Tmax et de l'IH sont difficiles à interpréter. Il est cependant possible de dire que la valeur moyenne de 294 °C est un élément qui indiquerait que les sédiments n'ont pas été enfouis et soumis à une maturation thermique et qu'ils ne dérivent pas d'anciennes formations sédimentaires riches en MO.

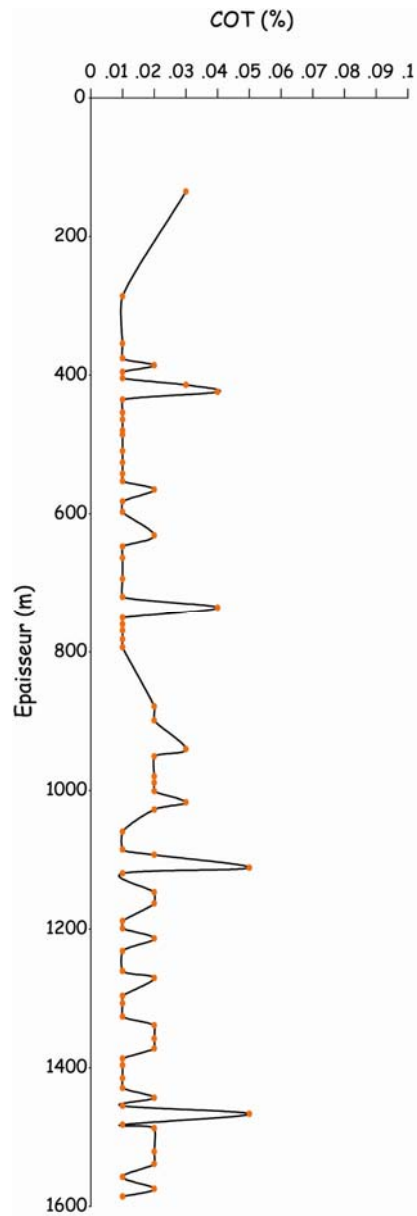


Fig.IV.7 : Graphique représentant les valeurs de COT des échantillons prélevés sur la coupe Kuitun He, en fonction de l'épaisseur.

III. Palynofaciès

A. Description des résultats

Les échantillons analysés par Pyrolyse Rock-Eval ont par la suite été préparés pour étudier les particules de matières organiques (MO), qu'ils contenaient.

Sur la figure IV.8 sont représentés, en fonction de l'épaisseur de la coupe, le nombre de particules organiques comptées pour chaque échantillon, les pourcentages relatifs des différents types de particules, telles que : les Débris Opaques (DO), les Matières Organiques Amorphes Rougeâtres (MOAR), les tissus Ligno-Cellulosiques (LC), les Matières Organiques Amorphes Grisâtres floconneuses (MOAGf) et enfin les Spores et les Pollens (Sp-Po).

Dans la description suivante de l'évolution des pourcentages des particules, des intervalles ont été délimités grâce aux variations des pourcentages de chaque type de particules, les unes par rapport aux autres, et ont été nommés par des lettres alphabétiques allant de " a " à " p ", soit 16 intervalles. Les valeurs données sont des moyennes calculées pour chaque intervalle.

- Intervalle "a" (1585 m à 1490 m) - L'intervalle possède un nombre de particules plus élevé que tous les échantillons, avec une moyenne de 31. Ces sédiments ont un pourcentage moyen de 25 % de DO. Les LC et la MOAR sont plus importantes avec 34,5 et 31 %, respectivement. En revanche, il n'y a aucuns Sp-Po et MOAGf.
- Intervalle "b" (1490 à 1415 m) - Le passage au niveau "b" se fait par le retour à un nombre de particules faible (8) et par une brusque augmentation des DO (55 %). Celle-ci est associée à une nette diminution des LC (7 %). La MOAR décroît également mais plus légèrement (22.5). il n'y a toujours pas de présence de Sp-Po et de MOAGf.
- Intervalle "c" (1415 à 1200 m) - Il se distingue par une diminution des DO (29,5 %) et une forte élévation des LC (37,5 %). La MOAR croît peu (23 %) et l'inexistence des particules de types Sp-Po et MOAGf demeure.

- Intervalle "d" (1200 à 1145 m) - Il est marqué par une augmentation, jusqu'à 47,5 %, des DO, en parallèle à une décroissance des LC et MOAGf (9,5 et 17 %, respectivement). Les pourcentages des Sp-Po et de la MOAGf restent toujours nuls.
- Intervalle "e" (1145 à 1085 m) - Il correspond à une diminution des DO (29,5 %), anti-corrélée à l'augmentation des LC à 43,5 %. Le pourcentage de la MOAR faiblit à 14,5 %. Pas d'évolution pour les Sp-Po et la MOAGf.
- Intervalle "f" (1085 à 980 m) - L'évolution des pourcentages est inverse. On a un accroissement des DO (42,5 %) et de la MOAR (24,5 %) liée à une diminution des LC à 23,7 %.
- Intervalle "g" (980 à 940 m) - Il décrit une évolution aux niveaux des pourcentages en Sp-Po et MOAGf, avec 1 et 0,5 % respectivement. En parallèle, les DO augmentent fortement avec un pic à 96,7 %. A l'opposé les LC et la MOAR décroissent à 4 et 10 %.
- Intervalle "h" (940 à 900 m) - Il enregistre un renforcement des pourcentages en Sp-Po et MOAGf, avec des valeurs de 12 et 8 %. Les LC et la MOAR s'élèvent à 26 et 19,5 % respectivement alors que les DO diminuent à 32 %.
- Intervalle "i" suivant (900 à 780 m) - Les Sp-Po et la MOAGf disparaissent totalement des sédiments. Les DO continuent à décroître, pour atteindre 21 %. Les pourcentages en LC et MOAR s'amplifient jusqu'à 32 et 30,5 %, respectivement.
- Intervalle "j" (780 à 720 m) - La tendance s'inverse à nouveau avec une augmentation des DO (53,5 %) et une diminution des LC à 4 %. La MOAR demeure constante (32 %). Aucune évolution pour les Sp-Po et la MOAGf.
- Intervalle "k" (720 à 625 m) - Il se caractérise par une forte élévation du nombre de particules, avec une moyenne de 45, et du pourcentage des LC, à 40,5 %. Au contraire, les DO et la MOAR s'abaissent à 32,5 et 23,5 %.

- Intervalle "l" (625 à 435 m) - Dans cet intervalle les DO remontent jusqu'à 51 %, anti-corrélés à une diminution des LC à 12 %. Le pourcentage de MOAR croît légèrement, en passant de 23,5 à 26,5 %.
- Intervalle "m" (435 à 405 m) - Il se caractérise par la présence uniquement des DO et LC. On décrit un renforcement des DO (69,5 %), corrélée à une croissance des LC (27 %). La MOAR y est absente.
- Intervalle "n" (405 à 375 m) - Ce niveau est marqué par une augmentation du nombre de particules avec une moyenne de 80. On observe l'augmentation des LC se prolonger (39 %) liée à l'apparition des MOAR (11,5%), MOAGf (3%) et Sp-Po (4%). Le pourcentage des DO diminue à 44,5 %.
- Intervalle "o" (375 à 285 m) - Le nombre de particules reste élevé à 73. La MOAGf et les Sp-Po disparaissent, accompagnés par la diminution de la MOAR à 1 %. La tendance observée pour les DO et LC dans le niveau "n" continue, leurs pourcentages sont alors de 10,5 et 88 %, respectivement.
- Intervalle "p" (285 à 135 m) - Il se décrit par une nette ré-augmentation des DO à 74,5 % et une chute des LC à 17 %. La MOAR progresse légèrement à 2,5%.

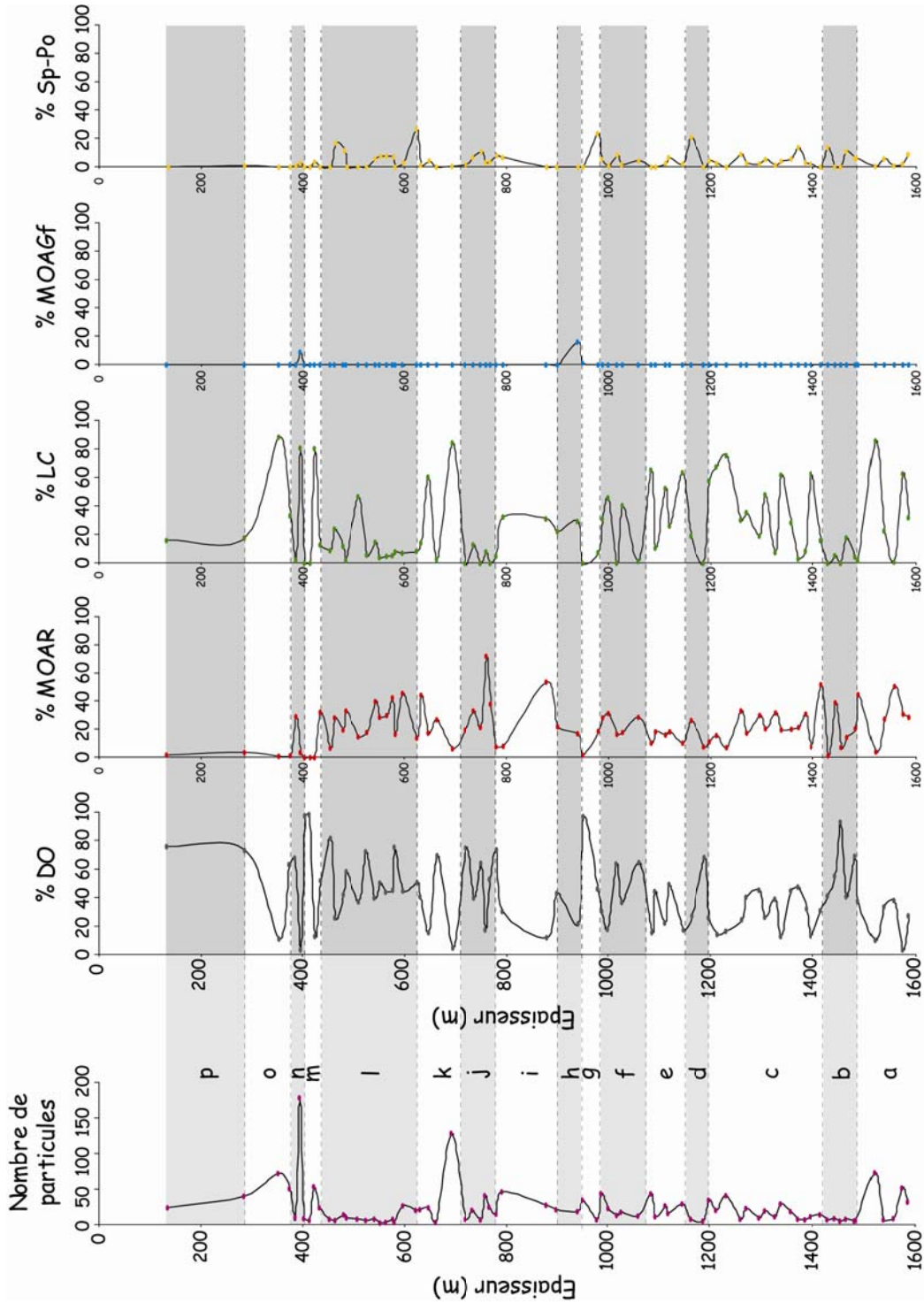


Fig.IV.8 : Figure représentant le nombre de particules organiques, les variations des pourcentages des particules de type : DO, MOAR, LC, MOAGf et Sp-Po, pour les échantillons prélevés sur la coupe Kuitun He, en fonction de l'épaisseur. Les lettres de " a " à " p " représentent les intervalles décrits dans le texte.

B. Interprétation des résultats

Selon les résultats bruts du comptage des palynofaciès, décrits dans le paragraphe précédent, nous voyons que les échantillons de la coupe Kuitun He contiennent une forte proportion de DO. Sur l'ensemble de la coupe, le pourcentage moyen est de 42.5 %.

Comme pour la coupe Jingou He, des indices ont été calculés en rapportant les débris organiques à ces débris majoritaires d'une part pour mettre en exergue leurs variations mais également pour s'affranchir des effets de dilution. Les interprétations environnementales sont faites en termes d'humidité relative.

a. L'Indice d'Oxydation de la MO : IOx

Il s'agit du rapport entre les DO et le total des particules terrestres : $DO / (100\% - MOAGf)$.

Une valeur d'indice élevée indique des conditions d'oxydation drastiques de la matière organique, c'est-à-dire un climat aride mettant les particules au contact de phénomènes de dégradation poussés.

b. L'Indice de Développement des Sols : IDS

Il s'agit du rapport entre : $MOAR / DO$.

Une valeur d'indice élevée indique un climat plus humide, puisque la MOAR révèle la présence de MO humifiée formée de fait, dans des sols développés sur le bassin versant

c. L'Indice de Couvert Végétal : ICV

Il s'agit du rapport entre : LC / DO .

Une valeur d'indice élevée indique un climat humide permettant le développement d'un couvert végétal, même restreint, sur le bassin versant. La présence de débris lignocellulosiques bien préservés atteste de la proximité de végétaux supérieurs.

d. L'Indice d'Environnement Lacustre : IEL

Il s'agit du rapport entre : $MOAGf / DO$.

Une valeur d'indice élevée indique un climat très humide, puisque la présence et la préservation de MOA grisâtre dérivant de MO algale, ne peut se faire qu'en présence d'une tranche d'eau permanente.

e. **L'Indice d'Hydrodynamisme : IHy**

Il s'agit du rapport entre : DO anguleux / DO arrondis.

Une valeur d'indice élevée basée sur la morphologie des particules indique soit un hydrodynamisme plus fort soit une source plus proche.

A partir de ces indices paléoenvironnementaux, des variations environnementales sont mises en lumière pour différentes périodes, de durée variable. Sur la figure IV.9, sont représentées les évolutions des 5 indices, calées en temps grâce à la colonne magnétostratigraphique des âges. L'échelle de l'épaisseur de la coupe est également représentée, pour repère et information.

Comme précédemment, les périodes sont nommées de "A" à "Q" et lors de la description, les valeurs données sont des moyennes calculées pour chaque intervalle. On pourra noter ici, que le calcul des indices permet une meilleure discrimination des variations.

- Période "A" (~10,5 Ma à ~10,4 Ma) - Elle se caractérise par un ICV élevé (6,3) associé à un IDS de 2,8 indiquant le développement du couvert végétal et de sols sous des conditions humides. L'IOx de 0,2 montre une érosion très faible et est en faveur d'un climat très humide. Ces conditions humides ne sont pas accompagnées ici de l'établissement d'un lac (IEL nul).
- Période "B" (~10,4 à ~10 Ma) - Elle est caractérisée par un fort IOx (0,5 en moyenne avec un pic à 0,9) corrélée à une nette diminution de l'IDS (0,6) et de l'ICV (0,2). Ces modifications nous indiquent que la végétation disparaît et que les sols sont très limités, facilitant ainsi la forte érosion du substratum. Ceci est favorisé par des conditions globalement plus sèches.
- Période "C" (~10 à ~8,8 Ma) - La tendance s'inverse pour donner lieu à la mise en place d'un nouveau couvert végétal (ICV 2,1), et à l'accroissement des sols (IDS 0,8) limitant l'érosion (IOx 0,3). L'IHy est proche de 0 (0,4) et traduit la diminution du ruissellement au profit de l'infiltration. Le climat est alors humide.
- Période "D" (~8,8 à 8,7 Ma) - Il s'agit d'une courte période durant laquelle l'IDS et l'ICV diminuent à 0,5 et 0,4, respectivement, en anti-corrélation avec l'élévation de l'IOx à

0,5. On a alors peu de couvert végétal et un développement de sols limité, amplifiant l'érosion. Ces environnements sont dus à un climat plus aride.

- Période "E" (~8,7 à ~8,3 Ma) - Les conditions sont identiques à celle de la période "C", c'est-à-dire la présence d'un couvert végétal (ICV 0,4) et de sols (IDS 0,5) limitant l'érosion (IOx 0,3). L'hydrodynamisme est aussi le même avec un IHy à 0,5. On a ainsi le même climat humide.
- Période "F" (~8,3 à ~8 Ma) - Cette période retrouve les mêmes conditions que celles de la période "D". On a alors un climat aride.
- Période "G" (~8 à ~7,6 Ma) - Elle se caractérise par une diminution de l'érosion (IOx 0,3) associée à un fort développement de la couverture végétale et des sols, (ICV 1,3 et IDS 1). On a donc un climat plus humide qui se met en place.
- Période "H" (~7,6 à ~7,5 Ma) - Les conditions changent brutalement passant d'un milieu avec végétation à un environnement totalement dépourvu de cette dernière. En effet l'ICV et l'IDS sont nuls alors que l'IOx est à 1 et l'IHy à 1,4. On a donc une très forte érosion du substratum qui est dû à un climat très aride. L'érosion pouvant être liée à des périodes de pluie très courtes mais puissantes.
- Période "I" (~7,5 à ~7,2 Ma) - Les conditions environnementales sont radicalement différentes. On note une chute de l'IOx (0,3) anti-corrélée à une augmentation des IDS (0,7), ICV (0,9) et IEL (0,4). On a ainsi un environnement humide (couvert végétal et sols), dans lequel se met en place un lac. L'hydrodynamisme est très bas (0,2) démontrant l'existence du milieu lacustre, relativement calme.
- Période "J" (~7,2 à ~6,8 Ma) - L'évolution globale se poursuit à l'exception du milieu lacustre qui disparaît. On a une expansion maximale au niveau du développement des sols (IDS 2,4) réduisant ainsi fortement l'érosion (IOx 0,2). L'IHy s'élève (2,7) laisse supposer que le régime des précipitations augmente en puissance.

- Période "K" (~6,8 à ~6,5 Ma) - La couverture végétale disparaît, associée à un développement des sols restreint (IDS 0,4), aidant à l'érosion du substratum (IOx 0,6). Le climat redevient très aride empêchant le maintien de la végétation.
- Période "L" (~6,5 à ~5,8 Ma) - Elle enregistre une tendance inverse, c'est-à-dire le retour à des conditions permettant le développement du couvert végétal et des sols (ICV 2,9 et IDS 1,2) et limitant l'érosion (IOx 0,4) suggérant un climat très humide durant cette période.
- Période "M" (~5,8 à 5 Ma) - La végétation et les sols diminuent progressivement (ICV 0,3 et IDS 0,6) indiquant un climat plus aride. L'augmentation de l'érosion (IOx 0,5) le confirme.
- Période "N" (~5 à ~4,7 Ma), se décrit par un renforcement de l'érosion (IOx 0,6) et la réduction des sols (IDS 0,2). Cependant, on observe une expansion du couvert végétal. Les conditions climatiques doivent devenir légèrement plus humides, n'augmentant pas trop l'érosion mais permettant une expansion de la végétation (périodes de pluie plus longues ou plus fréquentes).
- Période "O" (~4,7 à ~4,6 Ma) - Cette courte période est définie par une absence totale d'érosion et un hydrodynamisme quasiment nul (IHy 0,1). A l'opposé, on observe durant cette période la couverture végétale la plus étendue (ICV 25,1) et la mise en place d'un milieu lacustre (IEL 2,8). Associée à ces environnements, les sols se développent également (IDS 1). Tous ces indices corroborent l'idée d'un environnement très humide associé à un milieu lacustre calme.
- Période "P" (~4,6 à ~4,3 Ma) - Le milieu lacustre disparaît, la végétation (ICV 2,9) et les sols (IDS 0,2) diminuent permettant un renforcement de l'érosion (IOx 0,5). A ceci est lié un pic hydrodynamique (IHy 7). On est en présence d'un climat moins humide avec de fortes pluies courtes permettant l'érosion et s'expliquant par l'IHy.
- Période "Q" (~4,3 à ~3,8 Ma) - Aucun signes de développement de sols n'est visible ni de couvert végétal. L'hydrodynamisme diminue également. Seule l'indice d'oxydation augmente et permet de dire que le climat devient alors très aride.

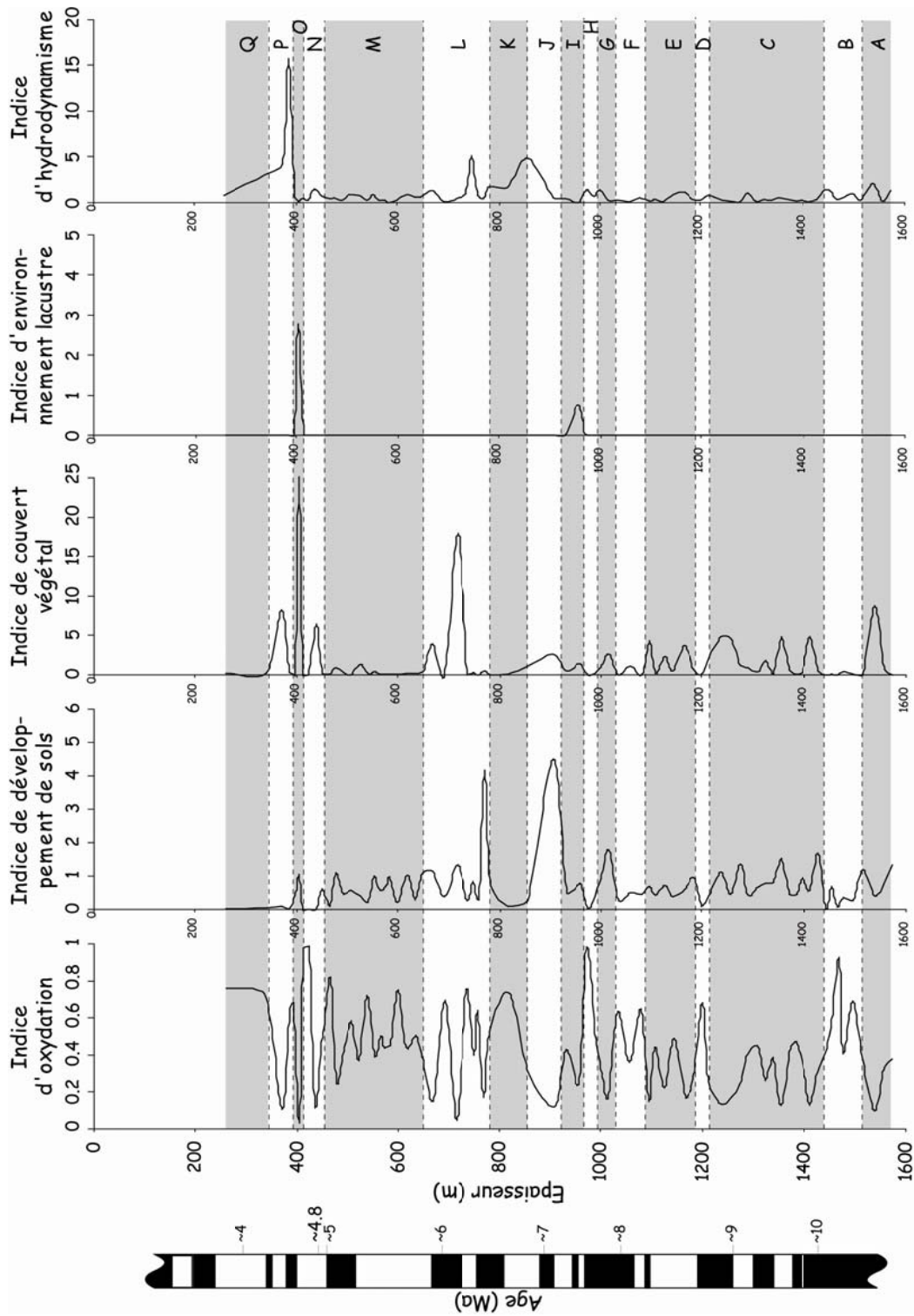


Fig.IV.9 : Figure représentant la colonne magnétostratigraphique des âges, les variations des indices environnementaux tels que : IOx, IDS, IEL et IHy, pour les échantillons prélevés sur la coupe Kuitun He, en fonction de l'âge et de l'épaisseur. Les lettres de " A " à " Q " représentent les périodes décrites dans le texte.

C. Relations indices d'environnements et lithologie

1. Indices d'oxydation, de couvert végétal et de développement de sols

Comme pour le site de la Jingou He, sur la figure IV.10, nous avons représenté le diagramme ternaire IOx, ICV et IDS en fonction de la lithologie des échantillons.

Pour le site de la Kuitun He, la lithologie des échantillons est légèrement plus grossière s'étendant des silts aux conglomérats à graviers. Il faut également noter que très peu d'échantillons représentent les deux granulométries grossières (4 pour les grès grossiers et 2 pour les conglomérats à graviers).

Les silts paraissent avoir un IOx plus faibles que les grès fins et moyens qui sont répartis sur l'ensemble du diagramme, ne montrant aucune évolution particulière.

Les lithologies grossières montrent une diminution de l'IDS mais les IOx et ICV sont dans une gamme de valeurs assez large. On ne peut pas interpréter cette évolution avec certitude, en raison du manque de données.

2. Indices d'oxydation, de couvert végétal et d'environnement lacustre

La figure IV.11 présente les diagrammes ternaires IOx-ICV-IEL des échantillons, toujours en fonction de la lithologie.

Sur ces diagrammes on note que les échantillons sont tous alignés sur l'axe IOx, indiquant des valeurs d'IOx et ICV très variables, allant de 0 à 1.

Aucune évolution nette en fonction de la lithologie n'est visible sur ces diagrammes. On remarque seulement que les échantillons silteux ont apparemment des IOx plus faibles que les échantillons gréseux.

3. Indices d'oxydation, de développement de sols et d'environnement lacustre

Les diagrammes IOx-IDS-IEL (fig.IV.12) montrent une localisation des échantillons sur l'axe IOx. On peut remarquer une légère augmentation des valeurs en IOx associée à une diminution de l'IDS, corrélée à la granocroissance. Cette tendance se repère par un déplacement des échantillons vers la droite de l'axe IOx.

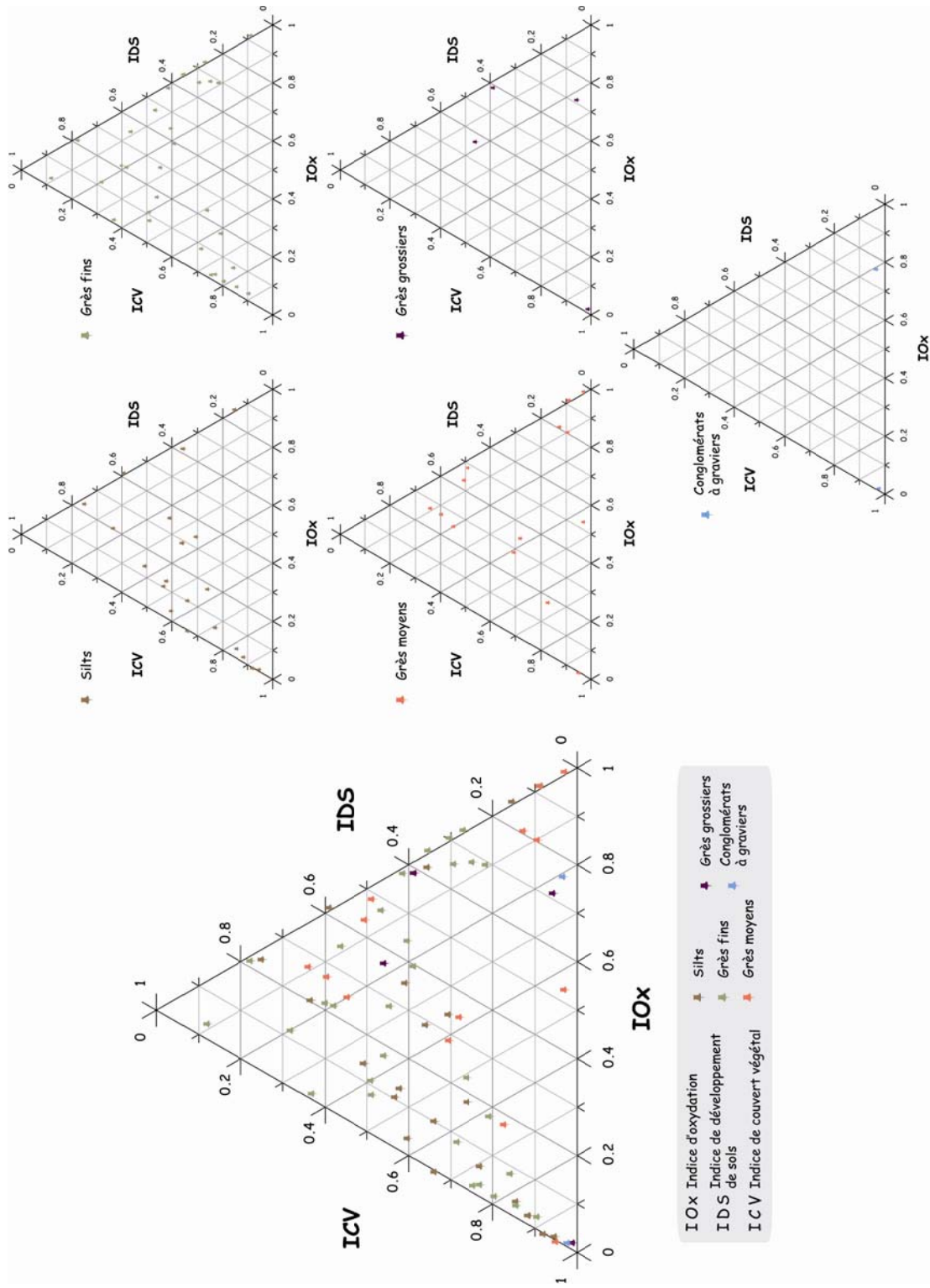


Fig.IV.10: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'ICV et l'IDS de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Kuitun He.

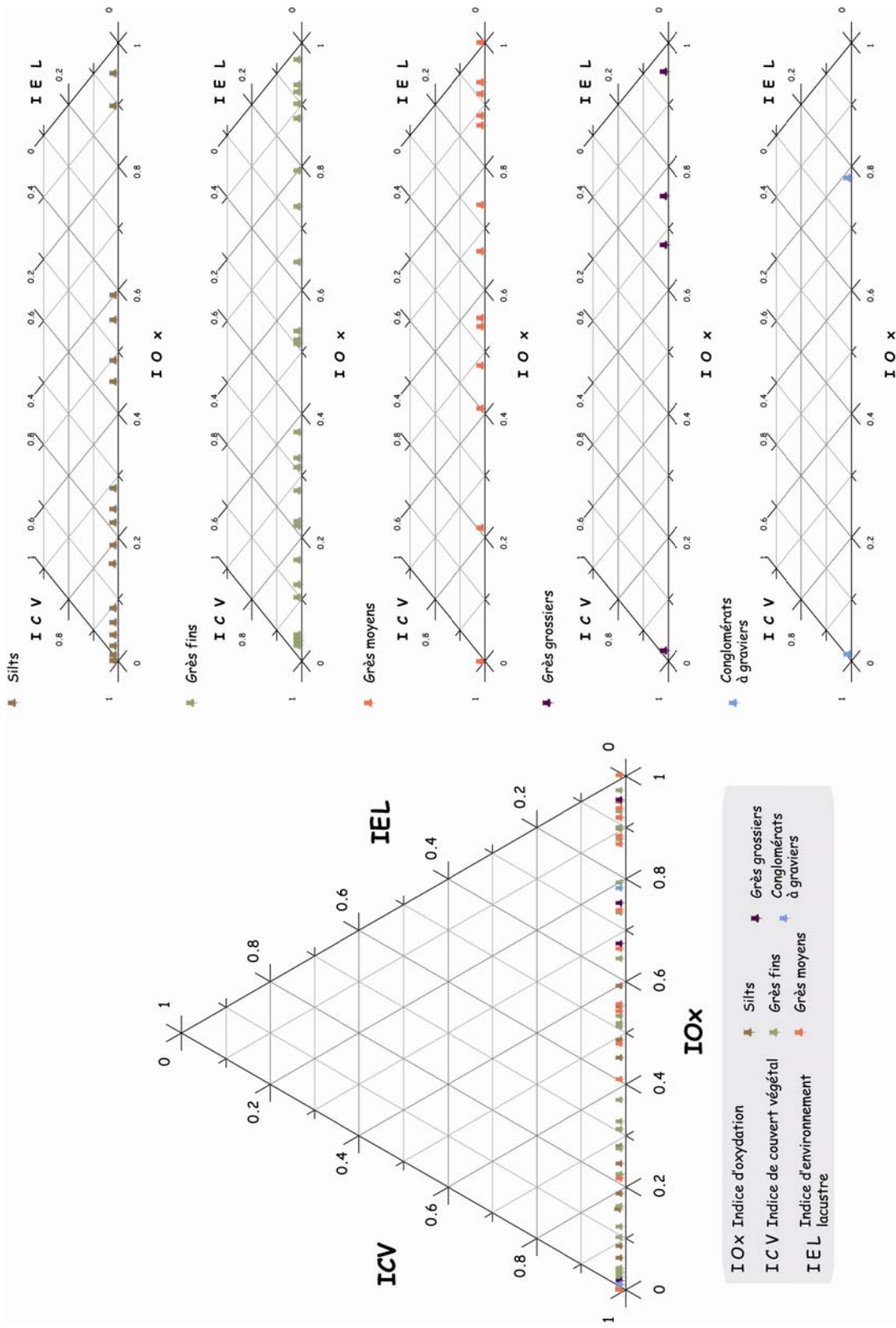


Fig.IV.11: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'ICV et l'IEL de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Kuitun He.

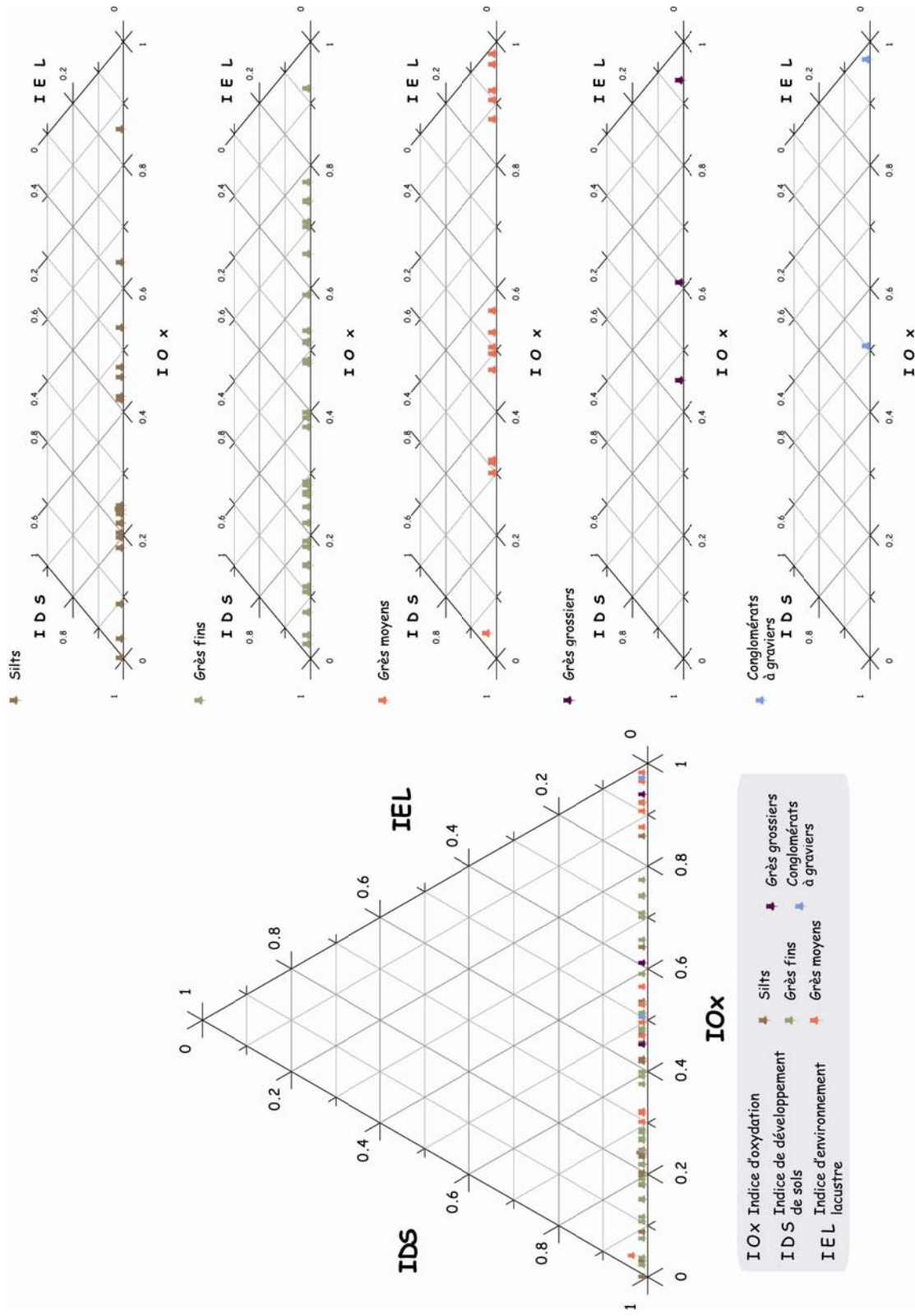


Fig. IV.12: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'IDS et l'IEL de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Kuitun He.

Sur le site de la Kuitun He, le manque d'échantillons de grès grossiers et conglomérats à graviers, limite l'interprétation des données pour ces lithologies. Cependant, il semble que l'oxydation de la MO soit de plus en plus marquée dans les granulométries les plus grossières, ce qui est en accord avec les processus de sédimentation.

Les variations de palynofaciès pour la coupe de la Kuitun He s'avèrent être moins liées aux fluctuations locales du fait de la lithologie plus grossière. La conservation de la MO ne semble pas être différente selon les diverses lithologies.

Le contenu en MO des échantillons étudiés n'est pas lié aux variations locales mais plutôt à des variations régionales.

IV. Minéraux lourds

A. Description des résultats

Les résultats des analyses menées sur 49 échantillons prélevés sur le site de la Kuitun He, sont présentés sur la figure IV.13 suivante. Ils sont exprimés en pourcentages relatifs en fonction de l'épaisseur de la coupe.

De la même manière que pour les résultats de la Jingou He, les limites posées, représentent des variations caractéristiques d'un ensemble de minéraux.

Pour rappel voici les abréviations utilisées des noms de chaque minéral.

Grenat	Gt	Limonite	Li	Tourmaline	Tr
Epidote	Ep	Anatase	An	Hornblende	Ho
Zircon	Zr	Leucoxène	Lc	Pyroxène	Px
Apatite	Ap	Rutile	Ru	Ilménite	Il
Barytine	Ba				

- Intervalle "1" (1557 à 1306 m) - Il est représenté par de fortes proportions en Ba et Il (24,7 et 31,7 %). Les autres minéraux sont présents en plus faible quantité. Le Ru et l'An demeurent constants tout le long de la section avec des valeurs respectives de 0,2 et 1,1 %.

- Intervalle "2" (1306 à 1081 m) - On y voit une élévation significative des pourcentages en Ep (4,6 à 9,1 %), Li (9 à 20 %) et Px (2,3 à 6 %). A l'opposé, l'Il et la Ba diminuent à 27 et 19,1 % respectivement. Le pourcentage de Tr reste constant (~6 %). Le reste des minéraux sont en très faible quantité, inférieure à 2,5 %.

De cet intervalle jusqu'au sommet de la coupe, le pourcentage en Px diminue.

- Intervalle "3" (1081-940 m) - Il montre des tendances inverses, avec une diminution de l'Ep, de la Li et du Px (6,7; 14,5 et 4,6 %). L'Ap et le Zr croissent légèrement, tout en restant très faibles. L'élévation du Gt et de l'Il est plus importante, avec des pourcentages respectifs à 5,7 et 31,6 %.

- Intervalle "4" (940 à 759 m) - Les changements sont très faibles, la plupart des minéraux lourds demeurent les mêmes. Cependant, on note une forte augmentation de la Tr,

qui passe de 6,7 à 12 %. L'Ep et le Px diminuent légèrement et la Ba de manière plus nette (20,1 à 13,2 %).

A partir de cet intervalle, les pourcentages en Ep et en Tr restent constants jusqu'à la fin de la section, à 4,3 et 11,8 %.

- Intervalle "5" (759 à 509 m) - Cet intervalle se décrit par une constance des pourcentages en Ep, Tr, Ap, Ho, Gt. Parallèlement, le Zr, la Li, le Px, diminuent ainsi que la Ba et le Lc, mais plus brutalement. Seule l'Il croît et passe de 35,4 à 50,4 %, représentant la moitié des minéraux lourds.

Depuis cet intervalle, le pourcentage en Gt ne variera plus jusqu'à la fin de la coupe, il aura une moyenne de 3,2 %.

- Intervalle "6" (509 à 286 m) - Dans cet intervalle de nombreux minéraux voient leurs pourcentages augmenter, l'Ap, le Zr, l'Ho, la Li et le Lc. En revanche, l'Il et le Px diminuent (43,1 et 1,8 %).

- Intervalle "7" (286 à 59 m) - Il se caractérise par des valeurs sensiblement constantes de Zr (1,5 %); d'Ho (7,5 %) et de Lc (2,9 %). L'Ap, l'Il et le Px diminuent alors que le Li et la Ba augmentent à 20,2 et 14,1 % respectivement.

Le long de la Kuitun He, l'ensemble des échantillons possèdent en moyenne un tiers d'Il. Ensuite, ce sont la Ba et la Li les plus représentés avec 14,8 et 14,3 %. Comme pour la Jingou He, ces trois minéraux constituent l'essentiel de l'assemblage (65,4 %) des minéraux lourds. L'An, le Ru, l'Ap et le Zr, sont quant à eux, en quantité minimales avec des pourcentages inférieurs à 2 %.

Enfin, entre ces deux extrêmes, dans un ordre décroissant de leur pourcentage, on a la Tr, l'Ho, l'Ep, le Gt et le Px, qui représentent la dernière partie de l'assemblage. Leurs pourcentages vont de 9,3 à 3,2 %.

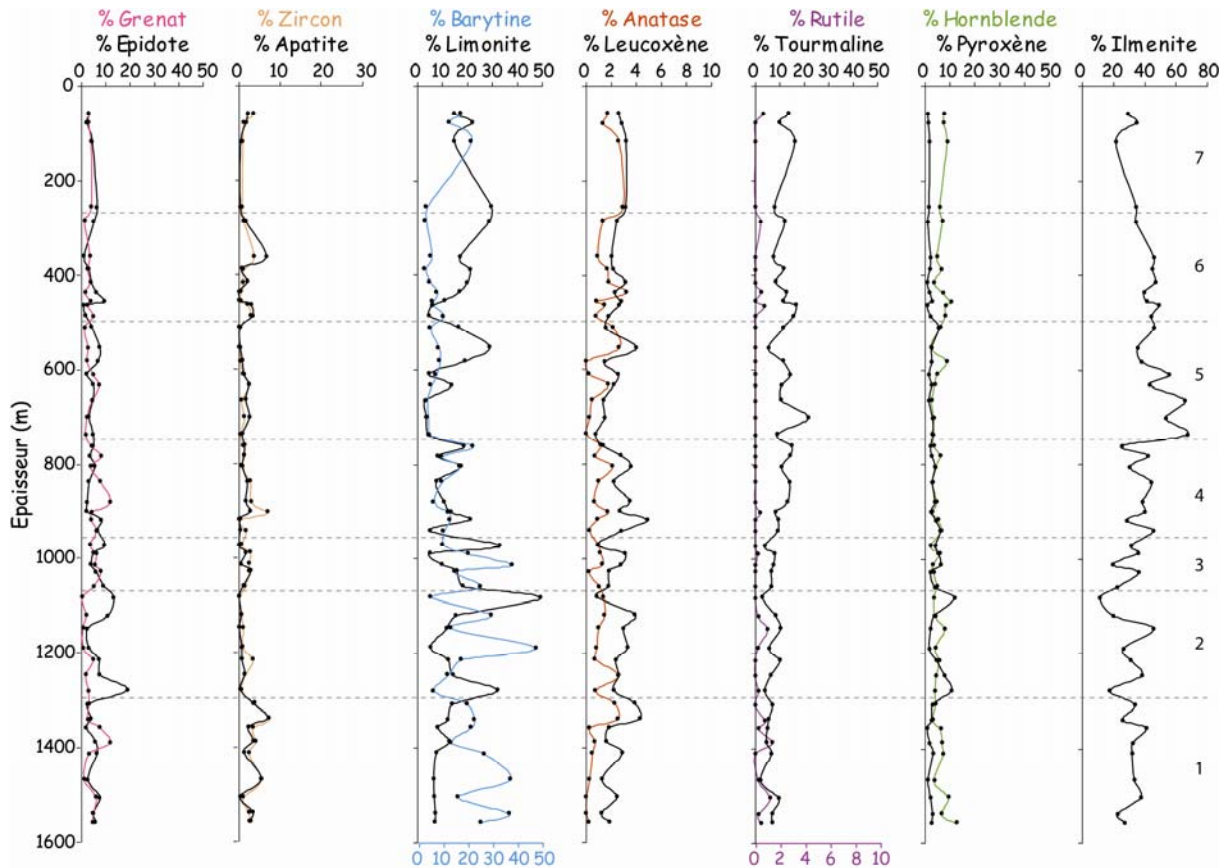


Fig.IV.13 : Figure représentant le pourcentage relatif de chaque minéral lourd: grenat, épidote, zircon, apatite, barytine, limonite, anatase, leucoxène, rutile, tourmaline, hornblende, pyroxène et ilménite, pour les échantillons prélevés sur la coupe Kuitun He, en fonction de l'épaisseur.

B. Interprétation des résultats

De la même façon que pour l'interprétation des résultats de l'analyse des minéraux lourds de la Jingou He, les indices Zircon-Tourmaline-Rutile (ZTR) et Apatite-Tourmaline (AT) ont été utilisés.

Sur la figure IV.14, est donc représenté l'évolution des indices ZTR et AT en fonction de l'épaisseur et de l'âge de la coupe Kuitun He.

La courbe de l'indice ZTR ne présente pas de grandes variations, on voit uniquement vers 7,2 Ma, une augmentation de la valeur moyenne. En effet, de la base de la coupe (~10,5 Ma) jusqu'à environ 7,2 Ma, la valeur moyenne de l'indice est de 8,9 alors qu'ensuite, et jusqu'au sommet de la section, la moyenne est de 13,5.

Au contraire l'indice AT présente de nombreuses variations. De la base de la coupe jusqu'à environ 9,2 Ma, l'indice est fort, il atteint sa valeur maximale (73,3) et a une moyenne de 35,6. Ensuite de ~9,2 à ~8,1 Ma, les valeurs diminuent fortement (6,5 de moyenne) avant

de s'élever à 16,6, et jusqu'à $\sim 7,6$ Ma. Suit une période relativement courte avec un indice AT quasiment nul (1,7). De $\sim 7,2$ à $\sim 5,1$ Ma, les valeurs réaugmentent pour se stabiliser rapidement aux alentours de 10. Puis, de $\sim 5,1$ à $\sim 3,8$ Ma, l'indice croît vers une moyenne de 15 pour finalement s'abaisser (8,6) jusqu'à la fin de la coupe.

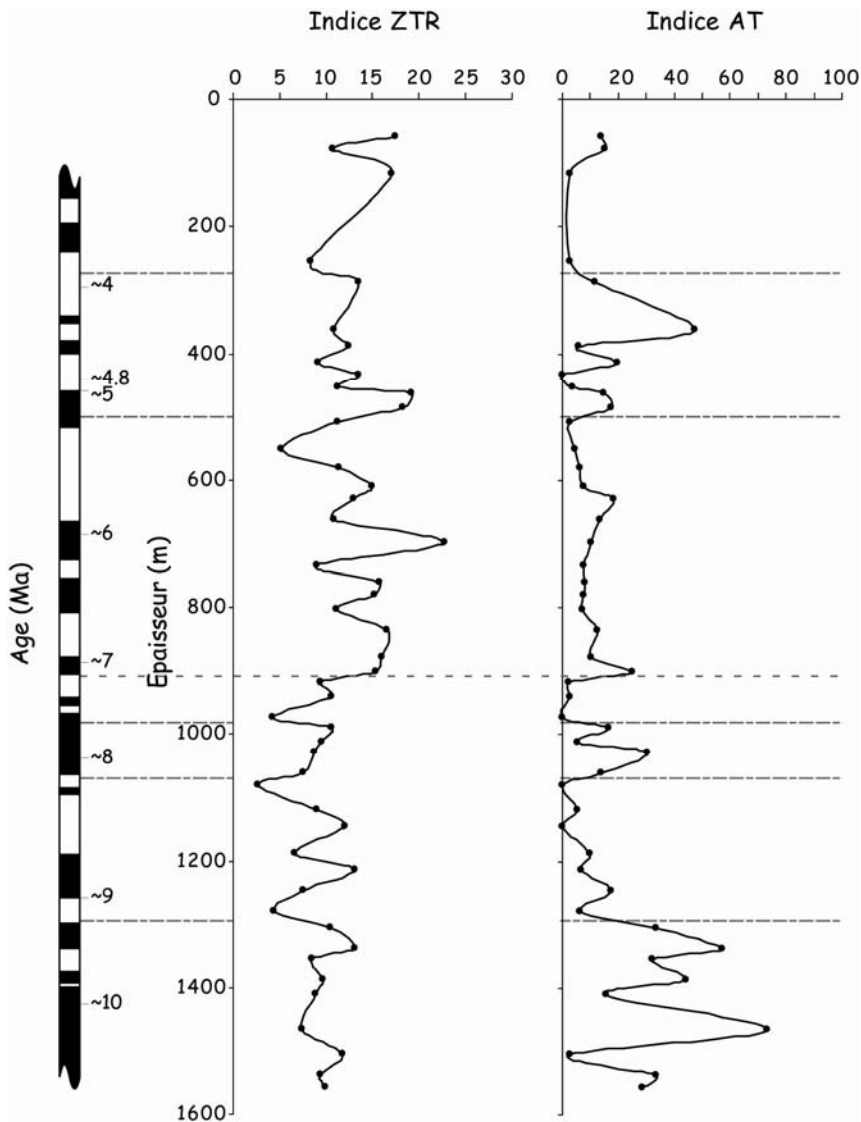


Fig.IV.14 : Représentation des indices ZTR et AT en fonction de l'épaisseur et de l'âge de la section Kuitun He.

Sur la coupe Kuitun He, on observe ainsi un fort indice AT (35,6), aux alentours des 10 Ma. Ces valeurs élevées se retrouvent également sur la coupe Jingou He (32,9). Cependant on ne décrit aucune augmentation associée de l'indice ZTR.

La deuxième augmentation de l'indice AT (~8,1-7,6 Ma) n'est également pas liée à une élévation du ZTR. On peut donc supposer qu'elle est due à une altération plus forte des minéraux lourds instables.

L'augmentation à ~7,2 Ma, est quant à elle, corrélée à l'élévation de l'indice ZTR. Elle serait donc liée à une augmentation du flux sédimentaire dans le bassin.

Enfin, la dernière période de fort AT (~5,1-3,8 Ma) est liée à une faible augmentation du ZTR mais uniquement sur le début de cette phase. Cette augmentation pourrait ainsi être due à un apport de sédiment suivi d'une diminution de l'altération des minéraux instables.

V. Traces de Fission

17 échantillons ont été prélevés pour l'analyse des traces de fission mais seulement 4 ont pu être traités. Les autres n'étant pas encore irradiés au moment des comptages.

Les résultats sont présentés sur la figure IV.15 suivante. Sont également indiqués en dessous du diagramme de chaque échantillon, l'épaisseur et l'âge du niveau dans lequel il a été prélevé.

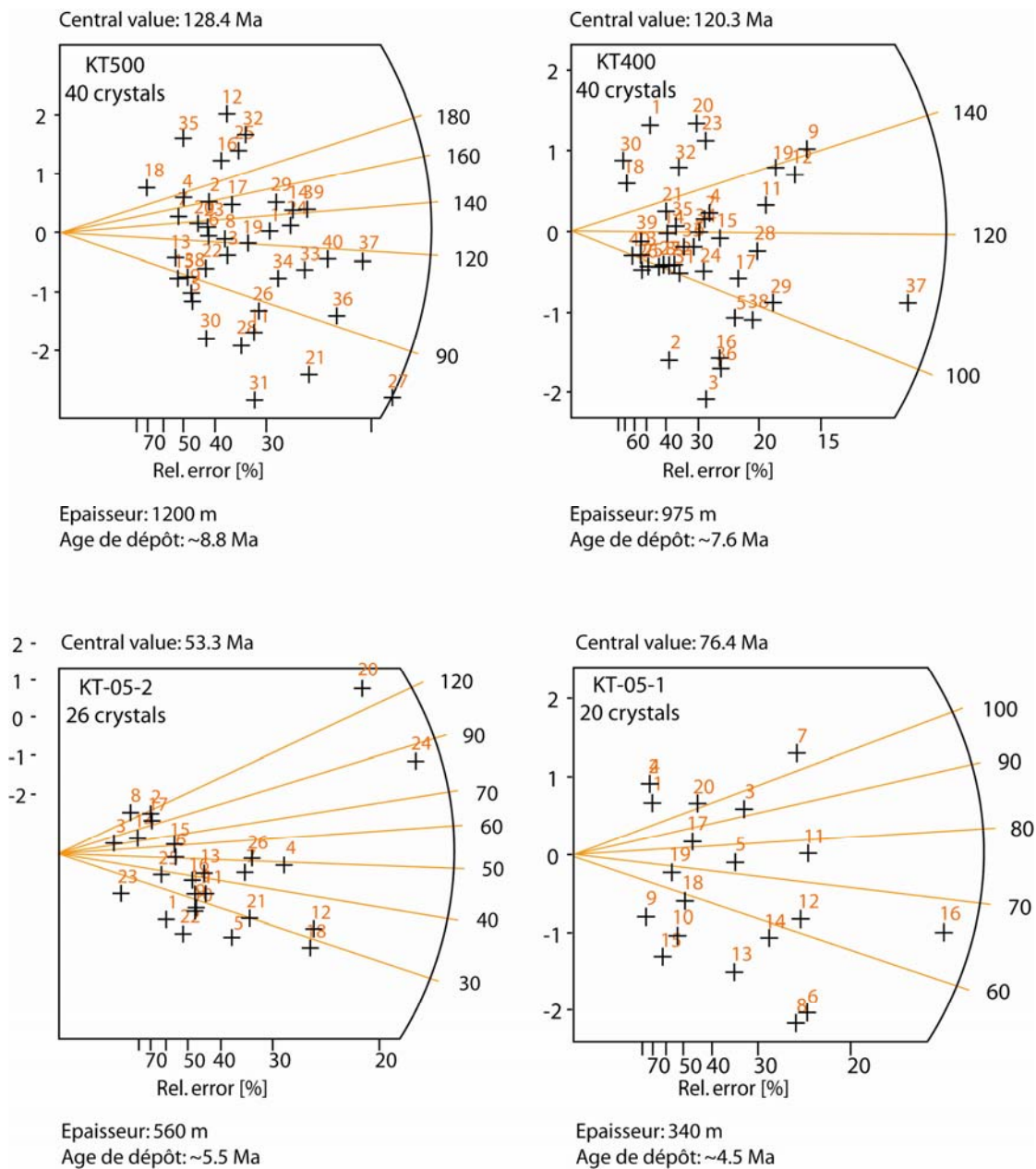


Fig.IV.15 : Diagramme des âges traces de fission obtenu pour les 4 échantillons prélevés sur la section Kuitun He. Sont également indiqués l'épaisseur et l'âge magnétostratigraphique du niveau échantillonné.

40 cristaux d'apatite ont été analysés dans l'échantillon KT500, prélevé à 1200m et daté à ~8,8 Ma. Ils se répartissent sur une large gamme d'âges avec une valeur centrale de 128,4 Ma (Crétacé Inférieur).

L'échantillon KT400 (~7,6 Ma) montre des âges proches de l'échantillon précédent, avec une valeur centrale de 120,3 (Crétacé Inférieur). Là aussi, les traces de fission ont été comptées sur 40 grains.

L'échantillon suivant, KT-05-2 (daté à ~5,5Ma), donne un âge central de 53,3 Ma (Eo-Paléocène). L'analyse a été réalisée sur 26 grains d'apatite et fournit une gamme d'âge, une nouvelle fois assez large.

Enfin, dans le dernier échantillon, le KT-05-1 daté à ~4,5 Ma, 20 cristaux ont été étudiés. Nous obtenons ainsi un âge central de ~76,4 Ma (Crétacé Supérieur).

L'ensemble des échantillons prélevés sur la Kuitun He ont donné des cristaux d'apatite de bonne qualité et en quantité suffisante pour obtenir des résultats satisfaisants.

Nous notons que les apatites proviennent de roches post-permiennes, situées derrière l'arc volcanique (fig.IV.16). Comme pour la Jingou He, deux hypothèses peuvent être émises pour expliquer leur dépôt dans des sédiments du Plio-Miocène: soit l'arc volcanique carbonifère n'était pas encore exhumé et ne formait pas de barrière, soit les apatites proviennent de sédiments déjà déposés dans des bassins intra-montagneux. Dans ce dernier cas, nous serions en présence de recyclage.

L'ensemble des âges montre que les échantillons semblent être peu ou pas réinitialisés, c'est-à-dire que les sédiments ont été très peu enfouis au niveau du prisme, du moins pas au-delà de 3 km, qui est la profondeur moyenne de remise à zéro du chronomètre. On conserve des âges mésozoïques qui pourraient correspondre à l'épisode orogénique du Jurassique. Il y a très peu d'âges tertiaires indiquant une faible érosion durant cette période.

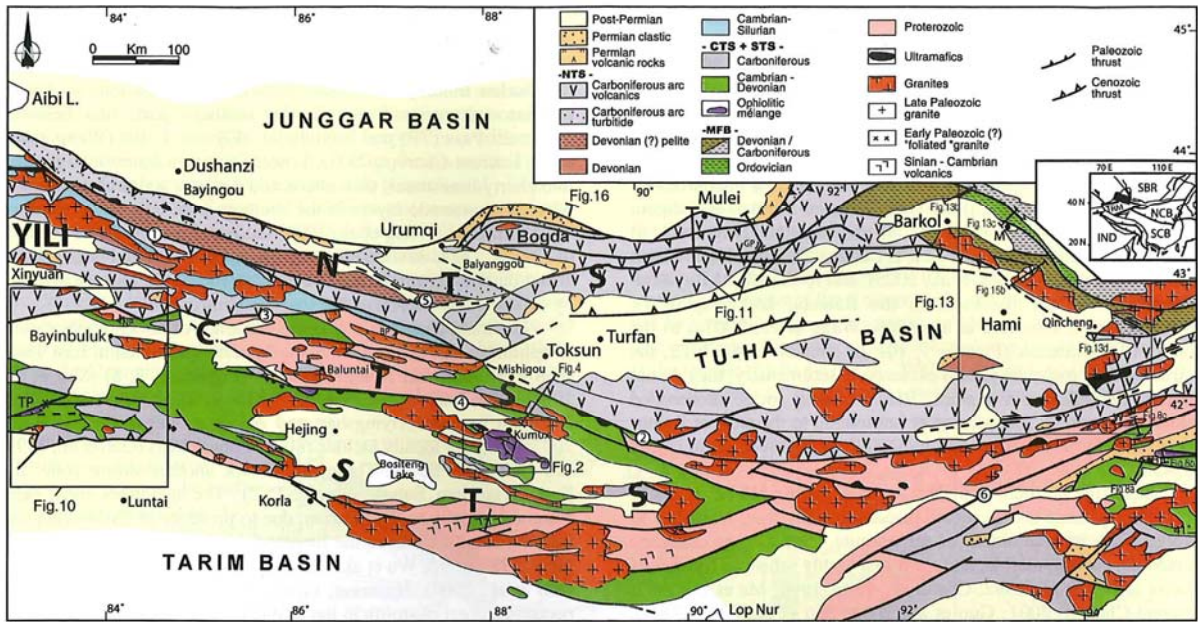


Fig.IV.16 : carte géologique du Tianshan Est. (d'après Charvet et al., 2007).

VI. Paramètres magnétiques et taux d'accumulation

L'évolution dans le temps de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (AMS) apporte des informations sur les changements de sources, les conditions de transports des sédiments, qui peuvent avoir lieu lors de la formation d'un bassin. A partir des analyses de l'AMS, différents paramètres magnétiques sont calculés comme la susceptibilité magnétique κ et le paramètre de forme T.

Le premier indique un changement de source et le deuxième est un paramètre d'hydrodynamisme.

Les informations apportées par les paramètres magnétiques et le taux d'accumulation sont développées dans l'article " Palaeoenvironmental reconstruction during Neogene in Northern Chinese Tianshan: Sedimentary organic matter study of piedmont fluvio-lacustrine sediments ", en annexe.

Dans le présent paragraphe les résultats concernant les paramètres magnétiques et les taux d'accumulation obtenus par Julien Charreau sont rapidement présentés pour faciliter la lecture du chapitre (Fig.IV.17).

Le taux d'accumulation calculé pour la section de la Kuitun He reste relativement constant au cours du temps, avec une moyenne de $0,21 \pm 0,01$ mm/a.

La susceptibilité magnétique κ des échantillons varie de 50 à $1000 \cdot 10^{-6}$ U.S.I. et avec une moyenne de $543 \pm 176 \cdot 10^{-6}$ U.S.I. Grâce à la courbe de la moyenne, on peut voir depuis la base de la coupe à $\sim 10,5$ Ma jusqu'à environ 8 Ma, une augmentation progressive de κ depuis $\sim 400 \cdot 10^{-6}$ jusqu'à $\sim 750 \cdot 10^{-6}$ U.S.I.

Par la suite et jusqu'à $\sim 4,8$ Ma, on observe des variations entre deux valeurs $\sim 400 \cdot 10^{-6}$ et $\sim 600 \cdot 10^{-6}$ U.S.I. κ a la valeur de $\sim 400 \cdot 10^{-6}$ U.S.I. à ~ 7 et ~ 6 Ma, et la valeur de $\sim 600 \cdot 10^{-6}$ U.S.I. à $\sim 6,5$ et ~ 5 Ma.

Le paramètre de forme T des particules magnétiques a une tendance générale le long de la coupe, à l'augmentation, allant de 0 à 0,91 avec une valeur moyenne de $0,4 \pm 0,2$. Toutefois, on peut décrire quelques variations en regardant la courbe de la moyenne, avec un pic à 0,4 à ~ 9 Ma. Ensuite, on a un nouveau maximum ($\sim 0,45$) à $\sim 7,5$ Ma, suivi d'une

diminution jusqu'à ~ 7 Ma ($\sim 0,35$). Une nouvelle élévation (0,5) à $\sim 6,2$ Ma, précède une certaine oscillation (autour de 0,45) et cela jusqu'à ~ 5 Ma.

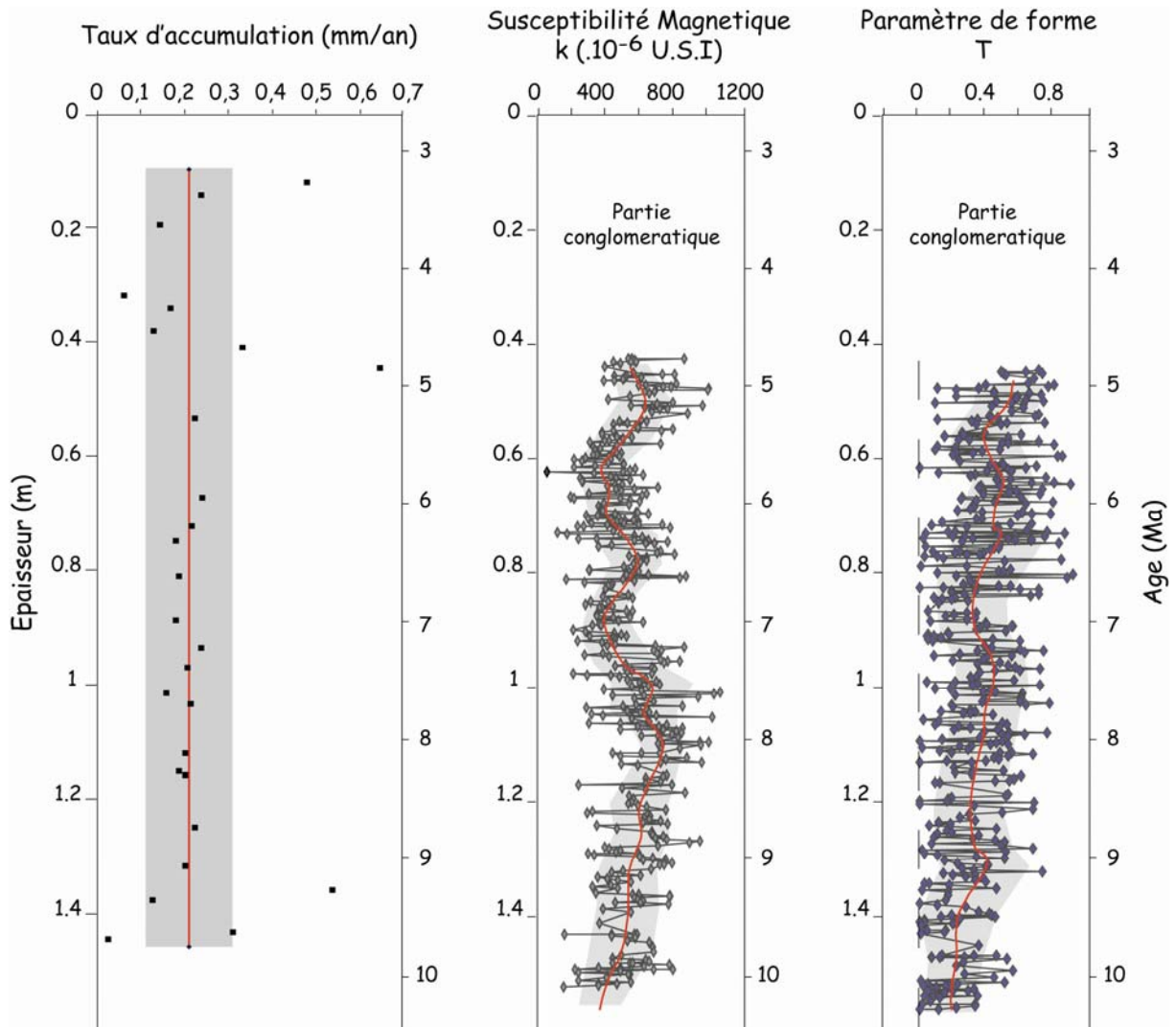


Fig.IV.17 : Graphiques représentant le taux d'accumulation, la susceptibilité magnétique et le paramètre de forme obtenus sur la coupe Jingou He, en fonction de l'âge (Charreau et al., 2008).

VII. Interprétation des données

A partir des études réalisées sur la coupe ou sur les échantillons prélevées, différents types d'évènements ont pu être identifiés. Ces évènements ont pour certains été enregistrés par un paramètre et pour d'autres par plusieurs.

La figure suivante (fig.IV.18) représente le résumé de l'ensemble des variations observées pour chaque paramètre.

Ces résultats sont ici confrontés afin d'essayer de déterminer l'origine des changements environnementaux.

a. ~10,5 à ~4,8 Ma : formation Dushanzi

Durant cette période, on observe un taux d'accumulation constant ainsi qu'un changement de source. Le paramètre κ (traduisant ces changements), relativement constant tout au long de la coupe avec des variations autour d'une valeur moyenne de $540 \cdot 10^{-6}$ U.S.I., semble indiquer qu'aucune nouvelle roche est mise à l'affleurement et donc qu'il n'existe probablement pas de phénomène tectonique à cette période

Par ailleurs, cette période enregistre une modification du paysage. En effet, le système fluvial en place, avec plaine d'inondation, évolue d'une part par une granulométrie croissante et d'autre part par la disparition progressive de traces pédogéniques. On a au final une succession de 3 environnements fluviaux marquant une érosion forte de la chaîne.

En parallèle, via le paramètre palynofaciès, une certaine variabilité climatique est observée ainsi que des modifications de l'hydrodynamisme.

Une première période s'étend de ~10,5 à ~8 Ma (unité 3 de la Dushanzi Fm) au cours de laquelle malgré un paysage fluvial constant, on enregistre des changements d'humidité sur le bassin versant. On y observe de grandes périodes humides entrecoupées de courtes périodes arides.

Associé à ces modifications, l'hydrodynamisme, obtenu par les paramètres palynofaciès et magnétiques, est relativement faible montrant un régime hydrologique plutôt calme avec des précipitations régulières mais non-érosives.

Ceci est en accord avec le fait que dans la plaine d'inondation de nombreuses traces pédogéniques ont été décrites, indiquant une certaine pérennisation de ces milieux.

Ensuite, vers 8 Ma, on observe un environnement fluvial à plaine d'inondation plus grossière mais avec encore quelques traces pédogéniques, marquant un milieu relativement humide où peuvent se préserver les traces de développement de la flore et de la faune

Le paramètre palynofaciès décrit un environnement subissant de nombreuses modifications mais toujours relativement humide avec même la formation d'un lac vers 7,5 Ma.

Malgré cette humidité relative, il existe une modification des deux paramètres (MO et magnétique) de l'hydrodynamisme, qui après avoir été nul durant la formation du lac, devient plus élevé. En effet, on remarque quelques périodes de forte aridité, liées à un fort hydrodynamisme. Cela indiquerait un climat très contrasté comme nous avons pu en décrire à partir des données de la Jingou He. On aurait ainsi un climat avec des périodes de fortes pluies, qui permettrait une érosion accrue du bassin versant et qui expliquerait l'augmentation de la granulométrie.

A cela est associée une augmentation du paramètre minéraux lourds marquant probablement un changement de source due à cette forte érosion.

Jusque là, les modifications de l'humidité et des environnements sédimentaires semblent avoir comme origine principale le climat.

Vers 6,2 Ma, les traces pédogéniques disparaissent et les grains de la plaine d'inondation sont grossiers. On a donc une plaine inondée épisodiquement, avec une charge sédimentaire grossière. Les milieux sont remaniés régulièrement empêchant la préservation des terriers et des traces pédogéniques. En accord avec cette observation, les palynofaciès décrivent une aridification du climat et un hydrodynamisme plus faible.

Cependant, la granulométrie plus grossière de la plaine d'inondation ne peut être simplement expliquée par l'aridification, c'est-à-dire la mise à nu du substratum puisque l'hydrodynamisme diminue. Le faible hydrodynamisme ne peut charrier des sédiments grossiers sur de longues distances. Une source plus proche serait donc plus probable, un phénomène tectonique pourrait être à l'origine de l'apparition de cette nouvelle source.

b. ~4,8 à ~3 Ma : formation Xiyu

Cette période est marquée par l'apparition de la formation Xiyu qui correspond à un environnement de type système de cônes alluviaux en tresse. Il se caractérise par des sédiments conglomératiques.

Malgré le caractère très grossier des formations, peu propices à la préservation de MO, le marqueur palynofaciès révèle un climat qui est tout d'abord humide avec la mise en place d'une tranche d'eau puis devient très aride. Associé à ces variations, l'hydrodynamisme obtenu par les palynofaciès, est d'abord faible et nul (épisode lacustre) puis plus élevé. Ce changement brutal de climat et d'hydrodynamisme est en accord avec l'apparition du système de cônes qui demande un fort hydrodynamisme. Il semble que l'origine de cette modification soit climatique.

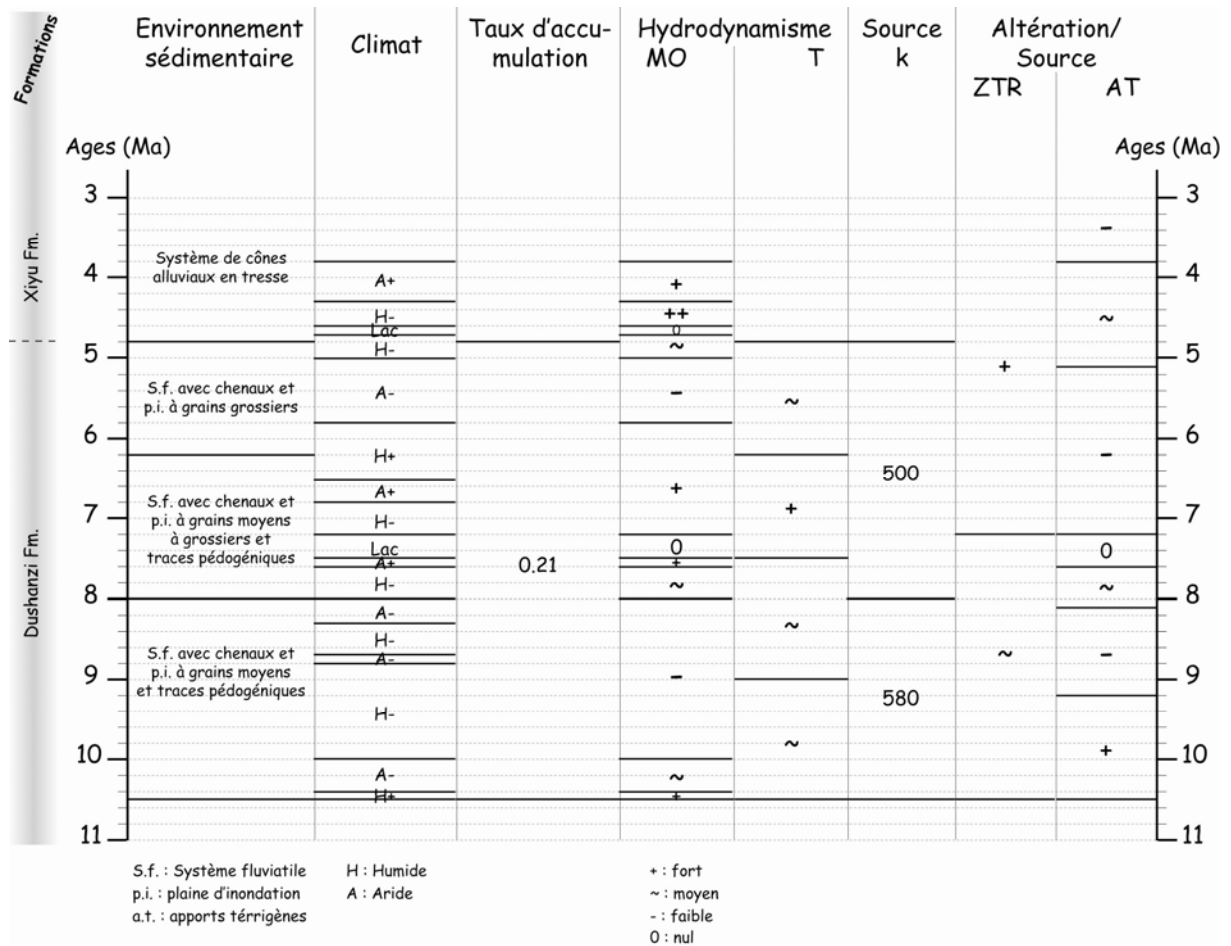


Fig.IV.18: Résumé de l'ensemble des observations faites sur la coupe Kuitun He en fonction de chaque analyse et de l'âge.

VIII. Résultats préliminaires de l'analyse Cosmonucléides

Les quinze échantillons prélevés sur la coupe Kuitun He ont été analysés par l'équipe du Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques, grâce à la collaboration avec Monsieur le Professeur Didier Bourlès. Les mesures ont été réalisées par le Spectromètre de Masse par Accélérateur de 5 Millions de volts (AMS) instrument national de l'INSU (ASTERisques).

Les concentrations en ^{10}Be sont normalisées par rapport au matériel de référence 4325 du National Institute of Standards and Technology et en utilisant les valeurs suivantes:

$$^{10}\text{Be}/^9\text{Be} = 2,79 \pm 0,03 \cdot 10^{-11}$$

$$\text{Demi-vie du } ^{10}\text{Be} = 1,36 \pm 0,07 \text{ Ma}$$

Dans le cadre de cette étude, la valeur du taux de production du ^{10}Be utilisée est 4,5 at/gr/a (SLHL: Sea Level High Latitude) déduit de Stone (2000).

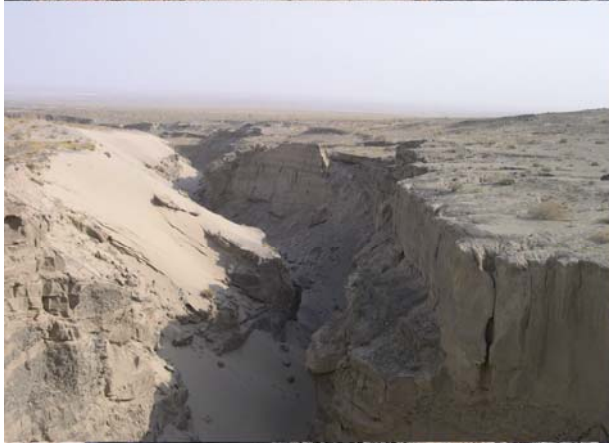
Le tableau IV.19 suivant présente les résultats obtenus.

La présentation des âges et l'interprétation n'ayant pu être réalisées à temps pour l'envoi du manuscrit, ils seront présentés lors de la soutenance.

Echantillon	^{10}Be (at/gr)	Erreur (10^6 at/gr)
KBe1	3.2192E+03	0.18
KBe3	1.3231E+04	0.13
KBe4	7.1760E+03	0.09
KBe5	9.2036E+03	0.12
KBe6	1.3328E+04	0.12
KBe7	1.5409E+04	0.10
KBe8	1.1554E+04	0.08
KBe9	2.1461E+04	0.08
KBe10	1.0691E+04	0.08
KBe11	1.8133E+04	0.09
KBe12	1.2477E+04	0.14
KBe13	1.5841E+04	0.12
KBe14	2.0860E+04	0.08

Tableau.IV.19: Résultats de l'analyse ^{10}Be avec la concentration en ^{10}Be et leurs erreurs.

EBI NOR (Article à soumettre)



**Organic matter study from core sediments in Ebi Nor: Implications for
palaeoenvironmental reconstructions of the last ~5 Ma in Northern Tianshan (NW
China)**

Audrey GALLAUD*, Elisabeth LALLIER-VERGES, Yan CHEN, Christian DI-GIOVANNI

ISTO – CNRS/Université d'Orléans, 1A rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 2, France

Abstract. – To help the reconstruction of palaeoenvironmental and palaeoclimatic evolution in Central Asia, a sedimentary study has been carried out on sediments drilled in the Ebi Nor site, on the northern piedmont of the Tianshan (NW China). A 501-m-long drilling core has been collected. To obtain chronological constraint of the core, a magnetostratigraphic study has been performed. The correlation between the polarity column established from 161 progressively demagnetized samples and the time scale reference presents a reliable age range of the studied core from 4.8 Ma to Present. 107 samples were lithologically described then analyzed by Rock-Eval pyrolysis as well as optical palynofacies study. Results obtained on low time-resolution sampling allow to inform on the most important changes of environmental conditions. Around 5 Ma, the regional palaeoenvironmental and palaeoclimatic are those of a humid climate with a weak pluviometry until 5 Ma, followed by an arid period of high erosion from 4.5 to 1.2 Ma. Then, a new humid period is identified, between 1.2 to Present with a stronger pluviometry. These new results evidence the existence of several important environmental changes in North Tianshan, mainly linked to climatic variations excepted the 1.2 Ma event which is interpreted as the consequence of local tectonic processes.

Key words. – Palynofacies, palaeoclimate, Junggar basin, Neogene, Quaternary.

* Corresponding author
E-mail address: Audrey.Gallaud@univ-orleans.fr

I. – INTRODUCTION

The organic sedimentation in continental or marine environment is linked to the climatic change and tectonic process. In the case of lacustrine environment, the study of organic matter can inform about watershed erosion, origin of material, preservation conditions, depositional environment and palaeolandscapes. However, because of poor chronostratigraphic resolution or long time recording of the lacustrine series, only quaternary lacustrine series have been studied.

Currently, the composition and the amount of organic matter in sedimentary rocks (marine or continental) may provide information on palaeoenvironmental variations (Tyson, 1995). Concerning lacustrine sediments, Meyers and Lallier-Vergès (1999) have shown that the lacustrine organic matter could be a good indicator of palaeoclimatic evolution during Quaternary. By the mean of palynofacies method, i.e. the optical determination and quantification of organic particles, one can decipher the environmental changes potentially recorded in lacustrine sediments. Previous studies have enhanced the potential of this tool in lacustrine and soil environments (Bertrand *et al.*, 1992; Lallier-Vergès *et al.*, 1993; Sifeddine *et al.*, 1996, Di-Giovanni *et al.*, 1999, Sebag *et al.*, 2006), even for series containing less than 1% total organic carbon content (Noël *et al.*, 2001). In fact, the environmental changes, at a local, regional or global scale, are reflected by the respective parts of organic production derived from the watershed erosion and from the in-situ production (Lallier-Vergès *et al.*, 1993, Noël *et al.*, 2001).

This study aims to apply palynofacies method in a long time record of lacustrine formations to reconstruct the palaeoenvironmental and palaeoclimatic evolutions. The target of this study concerns the Late Tertiary sedimentary azoic series deposited in the Ebi Nor (nor means the lake in Mongolian) located in the western Junggar Basin and on the northern flank

of the Tianshan range (Northwest China; Fig.1). The palaeoclimatic and palaeoenvironmental evolution of this area has been poorly investigated while important changes have probably occurred related to the growth of the Tianshan range (Fluteau *et al.*, 1999; Rudiman et Kutzbach, 1991) under the influence of the India-Asia collision. On the northern Tianshan piedmont several large rivers drain fluvial sediments to the Ebi Nor, which provides continuous Tertiary sediments. Combining a magnetostratigraphic study, the drilling core from Ebi Nor was previously dated giving strong ages constraints and the opportunity to reconstruct the palaeoclimatic evolution with high resolution.

In this paper, we present a brief description of the used methodology, and the results obtained from the lithological study, the magnetostratigraphic study, and the organic matter analysis of samples collected from the core drilling. The last part corresponds to the interpretation and the discussion of these results and their implications for the palaeoenvironmental evolution in the Northern Tianshan piedmont.

II. – GEOLOGICAL SETTING AND SAMPLING

The Tianshan range lies ~2000 km in the north of the collision front between India and Asia (fig. 1a). It is one of the largest mountain ranges in Asia, with summits higher than 7000 m dominating the Central Asia landscape and with an E–W orientated length of 2500 km. Two large intracontinental endoreic basins are separated by this range: the Tarim to the south and the Junggar to the north. The geological structure of the range has resulted from a complex Paleozoic history of subduction-related processes (Windley *et al.*, 1990; Charvet *et al.*, 2008; Wang *et al.*, 2008).

The actual topography is mainly due to a later Cenozoic reactivation induced by the India-Asia collision (Tapponnier and Molnar, 1979). The Cenozoic uplifting of the range has

probably widely affected the Central Asia climate and environment (Ruddiman and Kutzbach, 1991, Raymo and Ruddiman, 1992; Fluteau *et al.*, 1999).

The Ebi Nor is situated in the southwest of the Junggar basin between the Tianshan Range to the south and the Dzungarskiy Alatau to the north (fig. 1b-c). Currently its surface covers around 550 km² and has an average water depth less than 1 m. Since the 50', because of the strengthening irrigation, the water volume in the lake has been reduced of 50 % and the lake became hypersaline (100 g/L).

The water inflow comes principally from the Tianshan with respect to the Dzungarskiy Alatau. The northern piedmont of the Tianshan range is essentially drained by the Kuitun He, Jing He, Anjihai He and Sikeshu He (Poisson, 2002).

For the present study, a core was drilled at ~5 km to the southeast of the lake (83°24'08"E, 44°54'16"N). A continuous core of 501-m in depth has been performed. For the magnetostratigraphic study, about 500 cubes have been sampled with an average of interval of 1 meter. For the organic and palaeofacies studies, the sampling interval was about 5 m along the core drilling except for two sections, between 20-25 m and 420-425 m. Accordingly, a total of 107 samples were analysed.

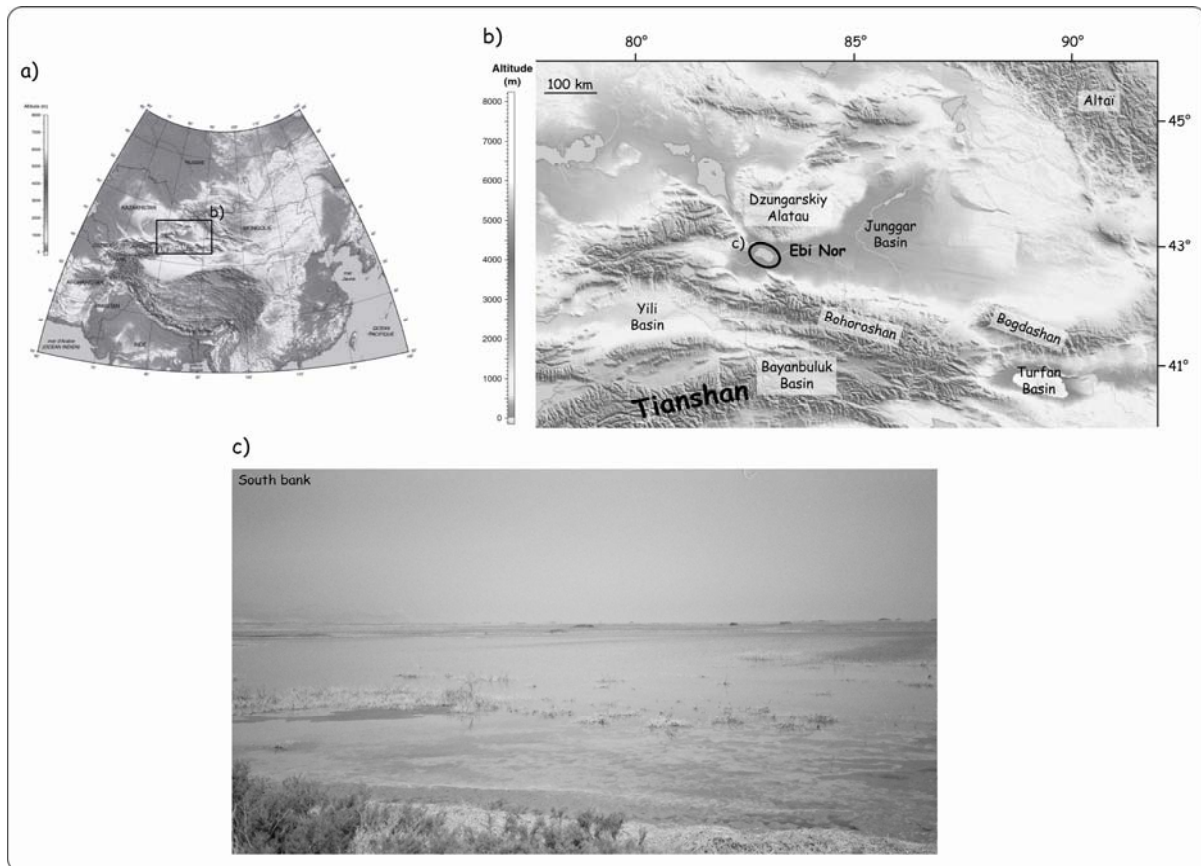


Fig.1. – (a) Topographical map of Asia with localization of the Xinjiang. (b) The northern Xinjiang region with the Ebi Nor and (c) a picture of the southern side of the Ebi Nor.

III. – METHODS

To obtain the age constraint on the sampled core and to quantify the amount of organic matter and identify organic particles, several methods, magnetostratigraphy, Rock-Eval pyrolysis and palynofacies have been respectively applied in this study.

A) Magnetostratigraphy

Because of the lack of volcanic events or characteristic fossils in this continental environment, the magnetostratigraphy offers an efficient method to present a geochronologic constrain on the core. This method is based on the correlation between the magnetic polarity column established from magnetic remanence of each samples after progressive demagnetization with the reference. The quality of this constrain depends on the continuity of sedimentation and sampling interval. As the samples are taken by plastic cubic boxes, AF

demagnetization technique has been the only choice for the remanence cleaning. The measurements have been carried out by a 2G horizontal magnetometer in Paleomagnetic Laboratory of Institut de Physique du Globe de Paris.

B) Rock-Eval pyrolysis

The Rock Eval pyrolysis is applied on the bulk rock to quantify the amount of OM. It gives different parameters, such as the Total Organic Carbon content in sediments (TOC, in weight % of dried sediment), the Hydrogen Index used to characterize the quality (origin and alteration of organic matter (in mg HC / g TOC) and the maximum temperature of pyrolysis (Tmax in °C), i.e. the temperature at which the maximum amount of hydrocarbons is released during pyrolysis due to the thermal cracking of kerogen (top of S2 peak). Tmax is a maturation degree index of the OM (Espitalié *et al.*, 1986). The measurements have been carried out in Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO).

C) Palynofacies

An optical analysis has been carried out on samples. It aims to identify, qualify and quantify different organic particles (Tyson, 1995) extracted from whole rock. These organic constituents are isolated by acidic and alkaline degradations (HCl, HF, KOH and HNO₃) and densimetric separation (ZrBr₂, density 2.2) (Combaz, 1964). The qualification of the constituents under transmitted light optical microscope is based on morphology, texture, colour, opacity and biological structures (Tyson, 1995). The quantification of the different organic particles used a grid of 100*100 squares from one of the microscope ocular to count the surface of each type of particles contained in one grid. For each sample, the quantification must be realized on 40 grids to provide statistically reliable values.

These identified organic particles can be used to characterize different environments (e.g.: soils, vegetal cover, lacustrine, ...) and, therefore to reconstruct palaeoenvironments or palaeoclimates from lacustrine (Bertrand *et al.*, 1992; Sifeddine *et al.*, 1996, 2004; Di-Giovanni *et al.*, 1999; Sebag *et al.*, 2006) or marine sediments (Lückge *et al.*, 1996; Valdés *et al.*, 2004). These observations were performed at ISTO.

IV. – RESULTS

A) Lithology

The lithology of the sampled core has been described during the logging. 5 main units have been proposed.

From the bottom of the core to 383 m, the sediments are mainly composed of clays and silts, with levels of gypsum and there are few sedimentary structures (fig. 2).

Above, between 383 and 181 m, an increase of the grain size, silts and fine sands with coarser sand and some conglomerates is observed. Some sedimentary structures are described like tabular and oblique beddings and cross stratification while gypsum disappears.

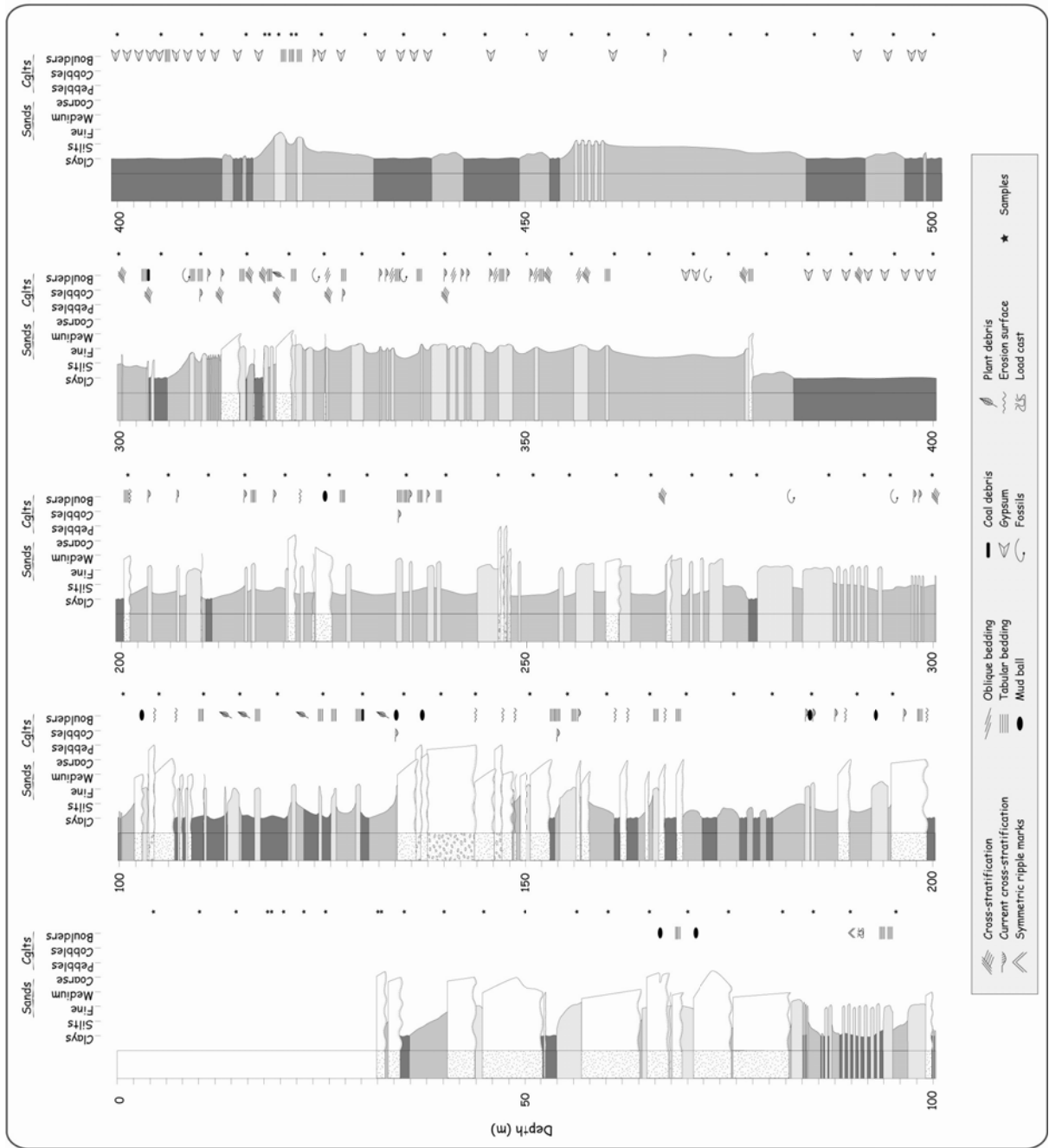
Then, from 181 to 161 m, the core sediments studied are dominated by clay with some coarse sandy levels. Tabular beddings characterize this fine-grained lithology.

Between 161 and 134 m, the major part of the sediments is made of coarse-grained sands, pebbles and conglomerates. These discharges are marked by erosion surface.

From 134 to 107 m, another fine-grained interval is observed, with tabular bedding and some plant debris.

This interval is followed by an interval of coarse sand from 107 to 32 m.

Fig.2. – Lithological log of the core drilling from Ebi Nor.



B) Magnetostratigraphy

A total of 162 samples were demagnetized by AF technique and measured by a 2G-SQUID magnetometer. 10 to 12 step progressive demagnetization was applied from 0 to 100 mT. Figure 3 shows that the AF demagnetization is efficient and the remanent cleaning is complete, indicating that the magnetite is probably the principal remanent carrier in this collection.

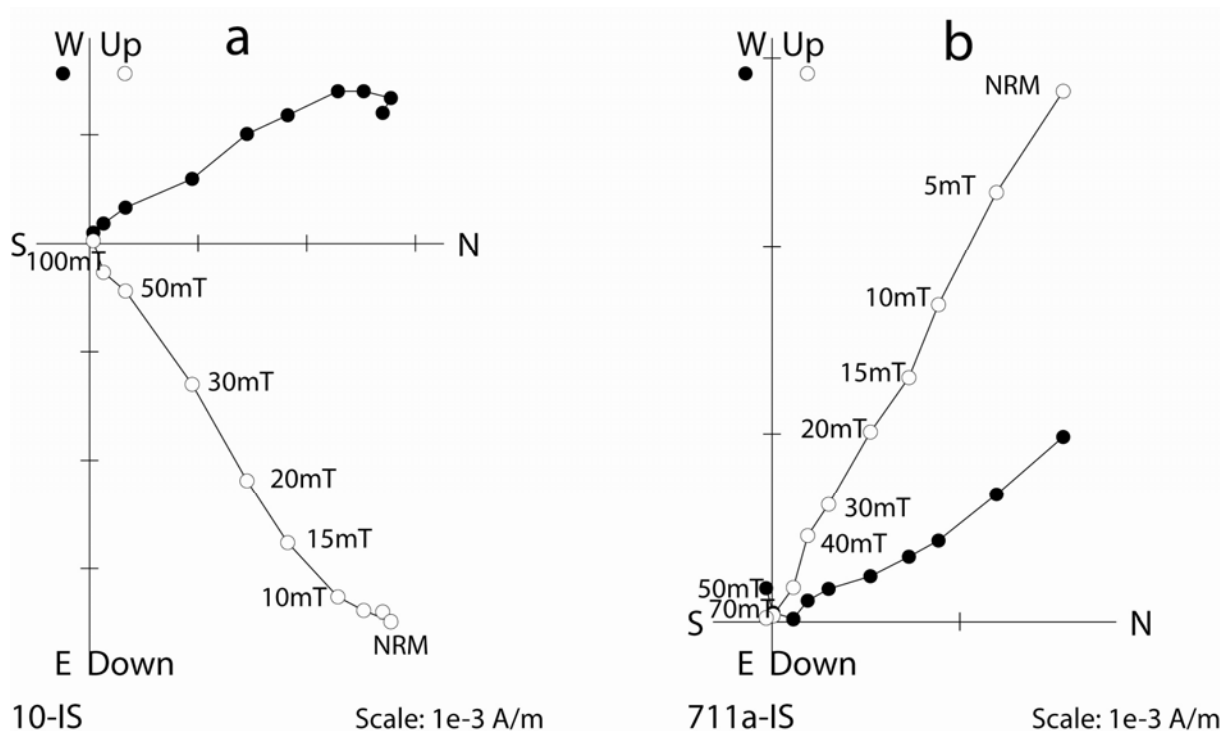


Fig.3. – Orthogonal projections of representative samples. Both normal (a) and reversed (b) polarities have been identified, however without control of the declination. The magnetic remanence is principally carried by magnetite as the AF demagnetization shows its efficiency on the remanent cleaning.

Almost equivalent normal and reverse polarities have been identified from demagnetized specimens. However, the core orientation is out of control, the magnetic declination can't be determined. The magnetic inclination is, therefore, used to establish the magnetostratigraphic column of the Ebi Nor core. Totally 23 polarity chrons have been identified (12 normal & 11 reversal). Each chron is defined by at least two specimens of different stratigraphic levels. The correlation between the polarity column of this study and

the reference of polarity time scale (Cande and Kent, 1995) presents almost the only possibility, allowing to reliably suggesting the sampled core ranging from ~4.8 Ma to nearly the Present time (fig. 4).

The sediment accumulation rate derived from the correlation is shown in Figure 2. Two distinguished rates can be seemingly divided. From the bottom of the core to around 1.2 Ma, the accumulation rate is relatively constant with an average of 0.07 mm/an. A net increase appears at ~1.2 Ma to 0.13 mm/an.

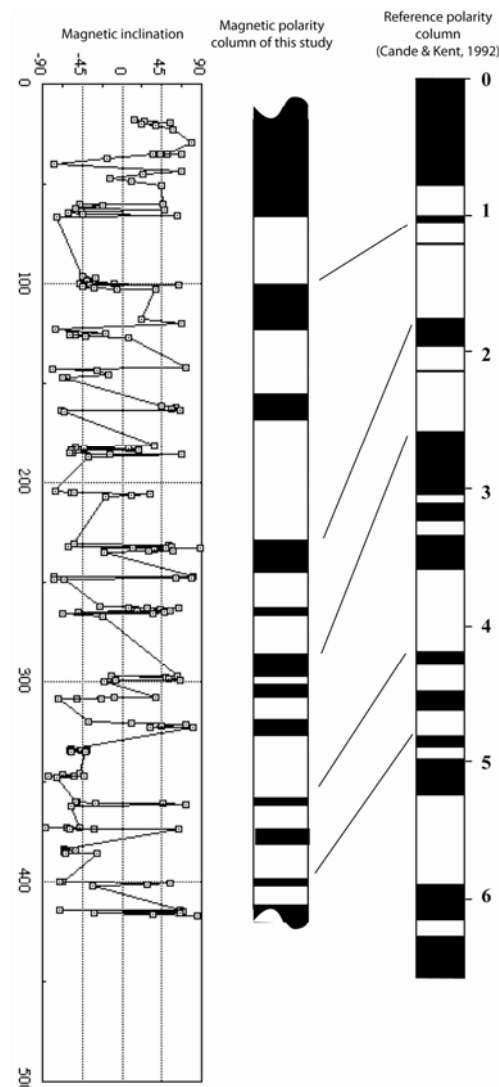


Fig.4. – (a) magnetic inclination column, (b) corresponding magnetic polarity column and (c) the reference polarity time scale after Cande & Kent (1995). The light lines show the correlation of (b) and (c).

C) Organic Matter

In the continental sediments studied, four categories of organic particles were identified and described in literatures (Tyson, 1995; Batten, 1996; Sifeddine *et al.*, 1996) with Opaque Particles (OP), Amorphous Organic Matter (AOM) either Reddish (RAOM) or Grey (GAOM), Ligno-Cellulosic (LC) either as translucent or degraded fragments (fig. 5). OP (figs. 5a, b, c, d) may derive from oxidation of phytoclasts or reworking of organic particles from the geological substratum (Di-Giovanni *et al.*, 1999). This kind of particles presents diverse morphologies: elongated (fig. 5a), rounded (fig. 5b), angular (fig. 5c) or dented (fig. 5d). AOM (figs. 5e & 5f) originates from bacterial, algal or planktonic matter. The reddish one (fig. 5e) is formed during soil degradation (Lallier-Vergès *et al.*, 1993) and the grey one (fig. 5f) is derived from plankton or algae (Boussafir *et al.*, 2001). LC fragments (figs. 5g, 5h, 5i) derive from higher plants with biological structures and represent the lonely morphologically preserved organic matter, either well-preserved as translucent fragments (fig. 5g) or partly degraded fragments (figs. 5h & 5i).

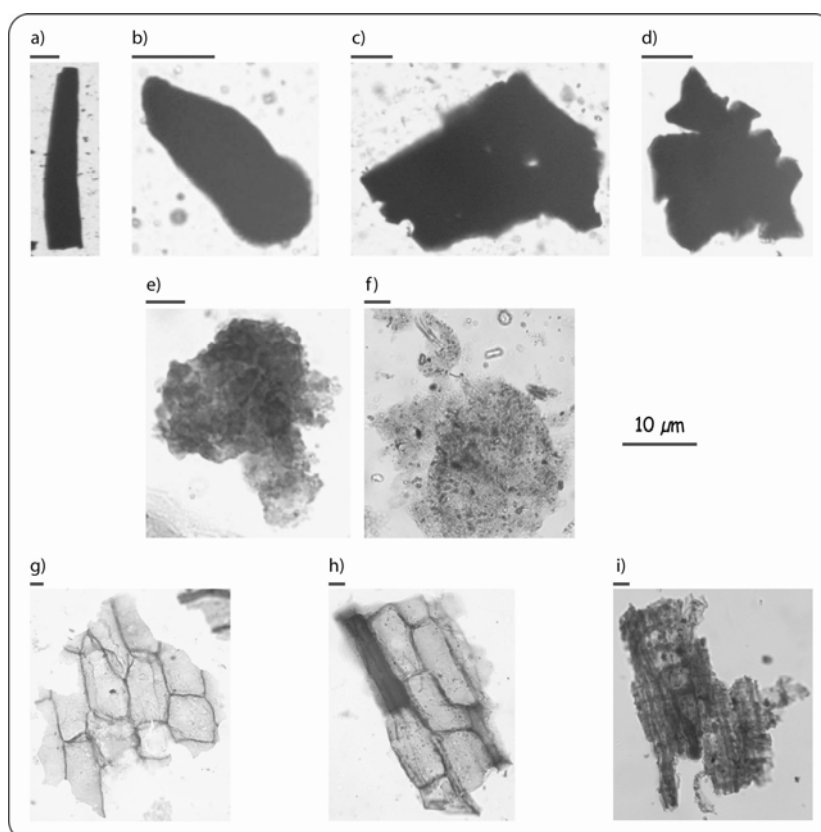


Fig. 5. – Types of organic particles identified in Ebi Nor. (a) elongated OP; (b) Rounded OP; (c) Angular OP; (d) Dented OP; (e) Red AOM; (f) Grey AOM; (g) Translucent LC fragments; (h) & (i) Degraded LC fragments.

Figures 6 presents depth-dependant variations of different types of OM particles, TOC and Tmax, for the drilling core of Ebi Nor. The results are presented in percentage of OM and represent a proportion of the different constituent in the palynofacies preparation. The dash lines facilitate the comparisons among these parameters.

TOC values appear very low, under 0.1%, along the core except for two levels, at ~15 m and at ~420 m with 0.77% and 0.43%, respectively. Despite these very low values we were able to quantify and recognize the different organic particles based on palynofacies analysis that is mainly constituted of OP (53%).

At the bottom of the core, we can observe an alternation between:

- Periods of high values of OP (around 90%) associated with low values of LC and RAOM (< 4 %). These periods occur at ~490 and ~460 m.

- Periods of low values of OP (under 50%) and high values of LC and RAOM (above 20%), at ~470 and ~430 m.

Around 420 m, a rapid diminution of the OP is observed (to 4%) in contrast with a strong augmentation of GAOM (maximum of 74%). These higher GAOM proportions are correlated with higher values of TOC with a maximum at 0.43%. Then, between 410 and 380 m, GAOM disappears, LC fragments rapidly increase from 10% to 66%, while OP and RAOM values are still low. From 380 m to 130 m, alternation is described between:

- Periods of high values of OP (around 65%) associated with low values of LC (less than 10%). These periods occur around ~350, ~290, ~250, ~200 and ~150 m.

- Periods of low values of OP (under 50%) and high values of LC (above 15%), at ~310, ~275, ~225, ~175 m.

Along these 250 m, the higher LC percentages are not systematically correlated to the higher RAOM values. For the first stage, at ~310 m, high percentage of LC particles corresponds to high RAOM percent (~20 %), but for the other periods the RAOM percentages are low (< 10 %).

Then, between 130 and 95 m, OP percent decreases rapidly from 80.23 to 22.79% while the proportion of LC augments to a maximum of 73.44% and amount of RAOM particles remains in average relatively low (~12%).

Until 60 m, OP continues to reduce to a minimum of 8.74%, in parallel, LC fragments decrease to ~13% and are associated to a rapid augmentation of RAOM at the same time (~70%).

From 60 to 40 m, the amount of OP has the same trend (to 5.31%), contrasting to the diminution of RAOM (~43%) and increase of LC particles (maximum of 87%).

Between 40 and 25 m, OP percent augment to ~63% while the LC and RAOM curves *anti*-vary with averages of 16% and 8% respectively.

Finally, the top of the drilling core is marked by high values of LC particles (80.42%) in contrast to low values of OP and RAOM around 6%.

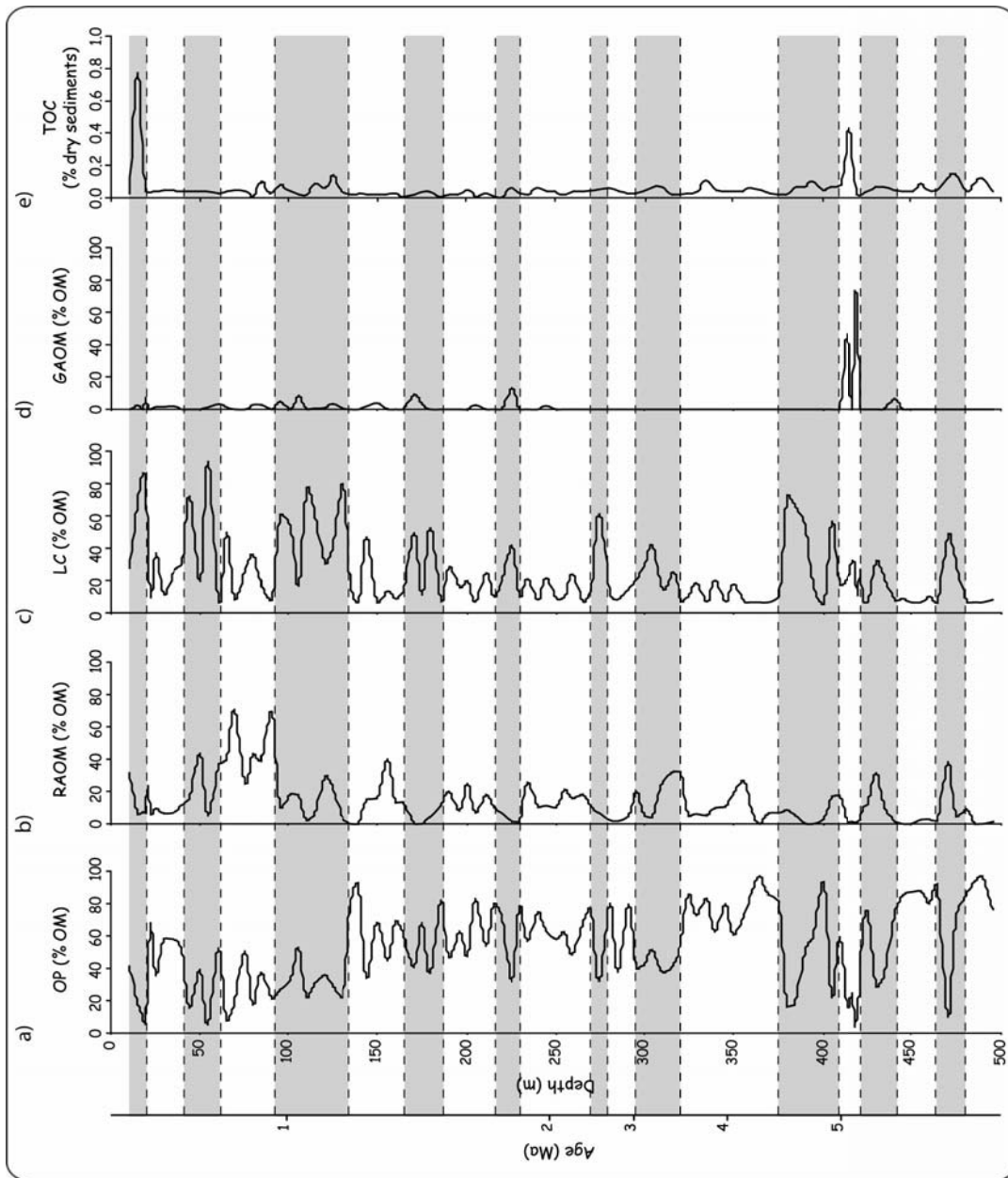


Fig. 6. – Variations of the different types of organic particles identified in Ebi Nor drilling core. (a) Opaque particles; (b) Red amorphous organic matter; (c) Ligno-cellulosic fragments; (d) Grey amorphous organic matter and (e) variation of total organic carbon as a function of depth and time.

V. – INTERPRETATION

According to the weakness of TOC contents, it was difficult to use HI and Tmax values for reliable interpretations.

From the palynofacies results presented above, opaque particles (OP) represent the largest organic contribution, 53%. Thus, to better recognize the palaeoenvironmental variations, we calculated the contribution of other organic constituents in reference to it.

-The “OM oxidation index” = $OP / (100\% - GAOM)$ (Fig. 7a). High values of the OM oxidation index indicate that OP are abundant in sediments and could be interpreted as the result of high erosion under an arid climate.

-The “soil development index” = $RAOM / OP$ (Fig.7b). This index indicates the occurrence of humid conditions allowing the development of soils on the watershed.

-The “vegetal cover index” = LC / OP (Fig.7c). High values are a sign of a humid climate as far as it indicates the occurrence of higher plants on the watershed.

-The “lacustrine index” = $GAOM / OP$ (Fig.7d). High values provide information on the establishment of humid and permanent climatic conditions allowing a lake development.

-The hydrodynamic index i.e. the shape parameter of organic particles is the ratio angular/rounded OP (Fig. 7e). High values may be explained by a near source rock.

Based on the different indexes illustrated in Figure 7, several periods have been distinguished. From the bottom of the drilling core to ~5 Ma, we do not have good age constrains but we can observe variations of the different indexes and alternation between two types of climatic conditions:

1- high values of the oxidation index (average of 0.85) in opposition with very low/nearly null values of soil development, vegetal cover and water-depth indexes (average of 0.03, 0.04 and

0.01, respectively). This may indicate a strong erosion of the watershed without vegetation, thus regional arid conditions.

2- low values of the oxidation index (average of 0.21) and high values of soil development and vegetal cover indexes (average of 2.22 and 2.37, respectively). This suggests that the watershed was covered by vegetation and thus that the environment was more humid. These humid conditions are confirmed by the presence of a Characeae oogone, at 475 m, which derives aquatic plants, living in fresh or brackish waters, indicating a shallow water-depth, as also shown by the presence of gypsum.

Before ~5 Ma, the lacustrine index increases suddenly (until to 18.3) indicating the onset of a perennial water-depth. It is correlated to the decrease of the oxidation index (minimum of 0.15) and confirmed by low values of the hydrodynamic index (1.15). This suggests that the North Tianshan piedmont was characterized by a more humid and calm environment and that Ebi Nor site was functioning as a lake.

This period was followed by the supply of soil and vegetal cover markers, with corresponding values around 0.23 and 1.43, respectively, from ~5 to 4.5 Ma, but a less developed water-depth, implying a less humid environment.

From 4.5 to 3.5 Ma, very high values (average of 0.79) of the oxidation index associated with low values of soil development and vegetal cover indexes (average of 0.13 and 0.06, respectively), indicate a strengthening of the erosion under an arid environment. Then, between 3.5 and 1.2 Ma, the soil development and vegetal cover indexes (0.24 and 0.31) are low, the water-depth is very restricted and the oxidation index presents high values (0.6). It shows a slightly decrease of the erosion that is linked to a continuous arid environment.

From 1.2 to 1 Ma, the soil and vegetal indexes increase lightly (to 0.41 and 1.69) in parallel with a decrease of the oxidation index (0.33), suggesting the setting of a humid environment.

Then, until ~0.5 Ma, the soil/vegetal development and the oxidation indexes continue to increase (1.79 & 3.17) and decrease (0.28) respectively, confirming the augmentation of the humidity in the North Tianshan. The high values of the hydrodynamic index (3.19) suggest a more proximal source.

On the top of the profile, we observe the record of an arid environment on the watershed with high oxidation index (0.55), low soil development (0.16) and vegetal cover (0.35) indexes followed by a humid one with low oxidation index (0.17)/high soil development (0.75) and vegetal cover (6.41) indexes.

The final trend seems to show an arid period with an increase of the oxidation index and a decrease of the soil and vegetal development indexes.

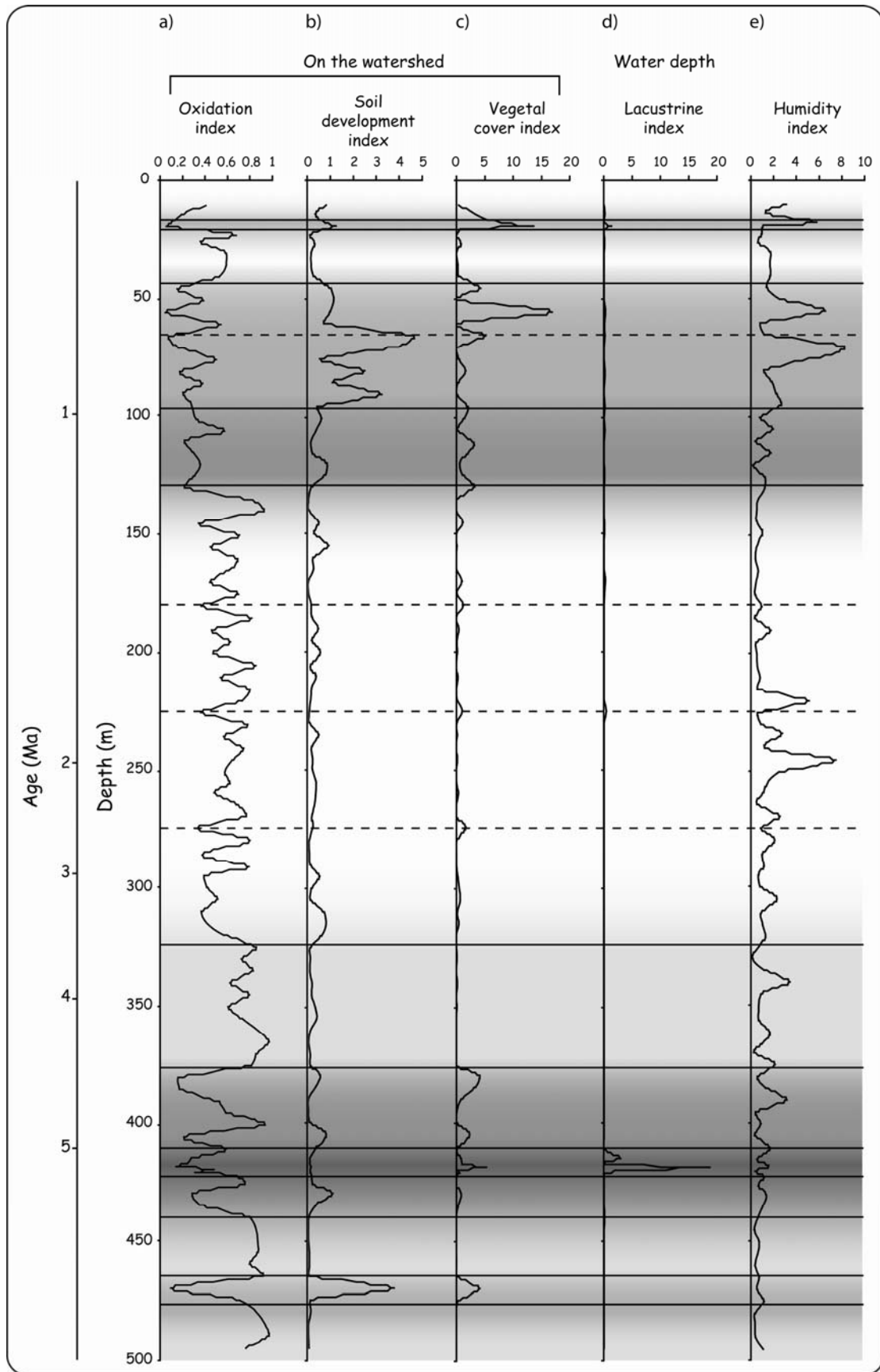


Fig. 7. – Variations of the different indexes: a) oxidation index; b) soil development index; c) vegetal cover index; d) lacustrine index and e) hydrodynamic index as a function of depth and time for the core drilling from Ebi Nor lake.

VI. – DISCUSSION

The organic matter analysis compared with the lithological study of cored sediments provided information on the hydrodynamic and environmental conditions on the watershed, and allowed to better constrain the regional palaeoenvironmental and palaeoclimatic evolution (fig. 8). In the North Tianshan, from 5 Ma to 4.5 Ma, the results revealed a vegetal and soil development on the watershed and calm hydrodynamic conditions with fine-grained deposits in the lake. It implies a weak erosion of the watershed. These conditions can be explained by a relative humid climate with a weak pluviometry that spreads over this period.

Between 4.5 and 1.2 Ma, the palynofacies variations associated to the increase of the grain-size of sediments could be due to a strengthening of the aridity. The climate underwent contrasted, with a general aridity and probably strong precipitations concentrated on a few laps of time. This type of pluviometry could not ensure a vegetal development but was responsible for the erosion of the watershed and the deposition of coarse-sized sediments.

Indeed, between ~3.5 and ~1.2 Ma, a strong variability of both the lithology and the palynofacies parameters occurred. The oxidation index shows 15 peaks of high values during ~2.3 Ma. If we calculate the duration of each sedimentary event, we find a period around 150 ka, which belongs to same time order than climatic variations.

From 1.2 to 1 Ma, specific sedimentation conditions are recorded, i.e. a vegetal cover development on the watershed with weak erosion and fine deposits, indicating the setting of a more humid climate. The hydrodynamic index seems to augment progressively to the following period. This environmental change, at 1.2 Ma, toward a humid environment, is marked by the increase of the accumulation rate, from 0.07 to 0.13 mm/an, probably indicating more erosive conditions. These erosive conditions do not occur in the outcropping sediments sampled at Jingou He section, 130 km far from Ebi Nor (Charreau *et al.* 2008). Thus, it is difficult to interpret them as local climatic variations. Indeed, we propose herein

that these erosive conditions could be due to local tectonic events as the reactivation of a nearby fault or an uplift of the northern chain “Dzungarskiy Alatau” which also supplies sediments to Ebi Nor.

To the upper part of the drilling core, the development of a vegetal cover is noted but the lithological study reveals coarse-grained sediments. These coarse-grained sediments could have been deposited due to a humid climate with a stronger pluviometry that spread over this period.

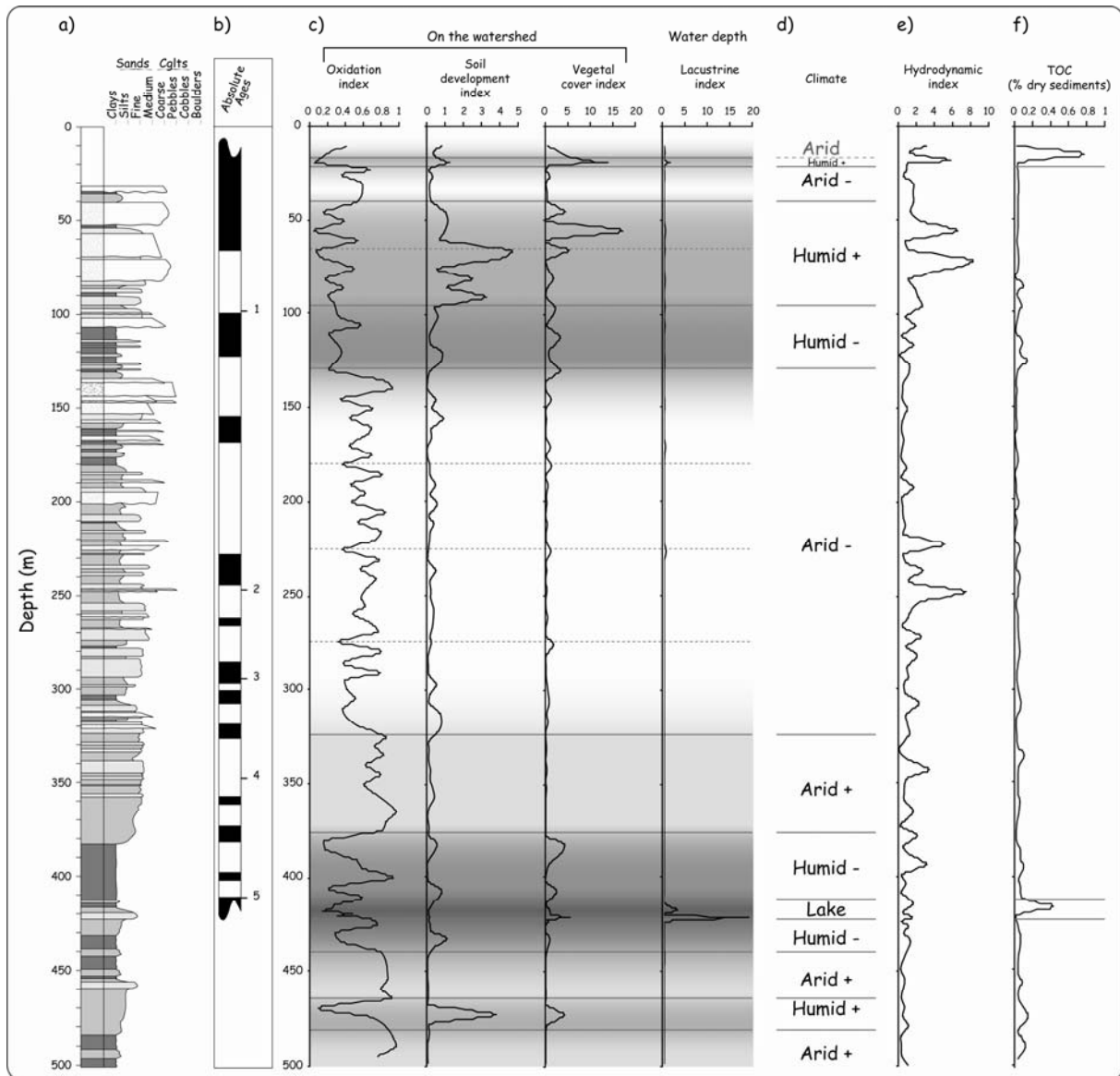


Fig. 8. – a) Lithological log; b) time scale; c) variations of the different indexes (oxidation index, soil development index, vegetal cover index, lacustrine index); d) the climate interpretation; e) variation of the hydrodynamic index and f) variation of the TOC content as a function of depth and time for the core drilling from Ebi Nor lake.

VII. – CONCLUSION

This work is the first attempt to study organic matter composition of a ~5 Ma long drilled core in the Junggar basin. The age of this core ranging from 4.8 to Present times is well constrained due to a detailed magnetostratigraphic study. Despite the low TOC values, the optical study of organic matter from continental sediments provides useful information on palaeoenvironmental and palaeoclimatic conditions. Indeed, variations of the environmental

indexes calculated from the different types of organic particles contents can be used to restore the palaeoenvironmental evolution of the surroundings and of the lake itself.

Both the comprehensive study of lithology and palynofacies can provide information on the hydrodynamic conditions, the depositional environment, and, therefore, the climate. Each environmental index gives specific information and their association with the lithology is necessary to control the palaeoenvironmental reconstruction.

The study of time-dependant variations of these parameters makes possible to describe the environmental changes in North Tianshan since the last 5 Ma.

At the scale of the present observations, we identified 12 environmental variations during the last 5 Ma. Between 5 and 4.5 Ma, the palaeoenvironmental indexes reveal humid conditions with weak pluviometry. This period is followed by the setting of arid conditions on the watershed with marked erosion processes, from 3.5 to 1.2 Ma. The supply of sediments seems to be rhythmized by a 150 ka cyclicity. This long period of pulsed erosion is followed by a humid period marked by the occurrence of preserved organic particles. The last few thousand years record the return to arid conditions.

Acknowledgements. – This study was financed by the French program ECLIPSE, the Chinese project 973 No G1999043303 and No 1999043509, PRA, ANR. Specific thanks are given to Marielle Hatton and Didier Kéravis (ISTO) for analytical contribution and to Yoann Copard for field work.

References

- Batten, D.J., 1996. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. In: McGregor, D.C., (Eds.), Palynology: principles and applications. American of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1011-1064.
- Bertrand, P., Brocero, S., Lallier-Vergès, E., Tribovillard, N., Bonifay, E., 1992. Sédimentation organique lacustre et paléoclimats du pléistocène aux moyennes latitudes: exemple du lac du Bouchet, Haute Loire, France. Bulletin de la Société Géologique de France 163, 427–433.
- Boussafir, M., Laggoun-Defarge, F., Derenne, S., Largeau, C., 2001. Compositions géochimique et pétrographique des matières organiques de sédiments lacustres représentant deux stades climatiques distincts : (le lac Tritrivakely, Madagascar) = Geochemical and petrographical compositions of the organic matter from lacustrine sediments recording two distinct climatic environments : (The Tritrivakely lake, Madagascar). Congrès français de sédimentologie 37, 53-54.
- Cande, S. & Kent, D., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research 97, 13917-13951.
- Charvet, J., Shu, L., Laurent-Charvet, S., 2007. Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plate. Episodes 30, 3, 162-186.
- Combaz, A., 1964. Les palynofacies. Revue de Micropaléontologie 7, 205-218.
- Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Turpin, S., Bréhéret, J.G., 1999. Contribution of reworked organic matter soils and present lacustrine sediments (Peysniers basin, Hautes-Alpes, France): preliminary results. Bulletin de la Société Géologique de France 170, 2, 121-129.
- Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J., 1999. Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 millions years using an atmospheric general circulation model, Journal of Geophysical Research 104, 11995– 12018.

- Gao, J., Li, M., Xiao, X., Tang, Y., He, G., 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China. *Tectonophysics* 287, 213-231.
- Lallier-Vergès, A., Sifeddine, A., de Beaulieu, J.L., Reille, M., Tribovillard, N., Bertrand, P., Mongenot, T., Thouveny, N., Disnar, J.R., Guillet, B., 1993. The lacustrine organic sedimentation as a response to the late Würmian and Holocene climatic variations; lacdu Bouchet (Haute-Loire, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 164, 5, 661–673.
- Lückge, A., Boussafir, M., Lallier-Vergès, E., Littke, R., 1996. Comparative study of organic matter preservation in immature sediments along the continental margin of Peru and Oman. Part I: Results of petrographical and bulk geochemical data. *Organic Geochemistry* 24, 4, 437-451.
- Meyers, P., Lallier-Vergès E., 1999. Lacustrine Records of Changes in Late Quaternary Continental Environments and Climates: An overview of Sedimentary Organic Matter Indicators. *Journal of Palaeolimnology* 21, 345-372.
- Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Verg-s, E., De Beaulieu, J.L., Disnar, J.R., 2001. Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology* 25, 229-244.
- Poisson, B., 2002. Impact du climat et de la tectonique sur l'évolution géomorphologique d'un piémont. Exemple du piémont Nord du Tian Shan depuis la fin du Pléistocène. Ph.D. Thesis, University of Paris XI, France.
- Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359, 117 - 122.
- Ruddiman, W.F., Kutzbach, J.E., 1991. Plateau uplift and climatic change. *Scientific American* 264, 3, 66–75.
- Sebag, D., Copard, Y., Di-Giovanni, C., Durand, A., Laignel, B., Ogier, S., Lallier-Vergès, E., 2006. Palynofacies as usefull tool to study origins and transfers of particulate organic matter in recent terrestrial environments: Synopsis and prospects. *Earth-Science Reviews* 79, 241-259.

- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., Burtman, V.S., 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature* 364, 299-307.
- Sifeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergès, E., Patience, A.J., 1996. Lacustrine organic fluxes and paleoclimatic variations during the last 15 ka: Lac du Bouchet (Massif Central, France). *Quaternary Science Reviews* 15, 203-211.
- Sifeddine, A., Wirmann, D., Albuquerque, A.L.S., Turcq, B., Campello Cordeiro, R., Gurgel, M.H.C., João Abrão, J., 2004. Bulk composition of sedimentary organic matter used in palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 214, 41-53.
- Tapponnier, P and Molnar, P., 1979. Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions. *Journal of Geophysical Research* 84, 3425-3459.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*. Chapman, Hall, London.
- Valdés, J., Sifeddine, A., Lallier-Vergès, E., Ortlieb, L., 2004. Petrographic and geochemical study of organic matter in surficial laminated sediments from an upwelling system (Mejillones del Sur Bay, Northern Chile). *Organic Geochemistry* 35, 881-894.
- Wang, B., Y. Chen, S. Zhan, M. Faure, S. Shu, D. Cluzel, J. Charvet, 2007. Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block and their geodynamic implications on the evolution of Chinese Tianshan Belt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 263, 288-308.
- Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z.-Y., Wang, G.R., 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic deformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia. *Geology* 18, 128-131.

DISCUSSION



Le palynofaciès s'est révélé un outil de choix pour l'étude des sédiments continentaux pauvres en MO. En effet, le travail effectué, notamment au niveau des reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques, montre que cet outil souligne les modifications paléoenvironnementales du piedmont nord du Tianshan durant le Néogène documentées par la bibliographie, mais met également en évidence des variations qui n'avaient pas encore été décrites. En effet, respectivement sur les sites de Jingou He, Kuitun He et Ebi Nor, 20, 17 et 13 intervalles ont été mis en évidence pour lesquels les compositions sédimentaires changent drastiquement. Nous avons ainsi pu reconstruire l'évolution des environnements avec une résolution temporelle de l'ordre de quelques centaines de milliers d'années. Ces changements sont fréquemment associés à des variations des conditions hydrodynamiques et parfois aux modifications des environnements sédimentaires. La majorité de ces variations environnementales ne sont pas accompagnées par des variations du taux d'accumulation ou des changements de source.

Dans le tableau ci-dessous (Tableau VI.1) sont résumés les marqueurs sédimentaires analysés, les paramètres qu'ils permettent de renseigner et l'information qu'ils contiennent.

MARQUEURS	INFORMATIONS	FACTEURS FORCANT
Faciès	Environnement sédimentaire	Climat Tectonique
Palynofaciès	Paléoenvironnement Paléoclimat Hydrodynamisme	Climat Tectonique
Minéraux lourds	Altération Flux sédimentaire Changements de source	Climat Tectonique
Magnétisme des roches	Taux d'accumulation Hydrodynamisme Changement de source	Tectonique

Tableau VI.1: Récapitulatif des informations obtenues des marqueurs sédimentaires ainsi que des facteurs forçant renseignés.

Les informations obtenues sur les trois sites sont maintenant confrontées et comparées à celles de la littérature s'agissant des variations climatiques et des processus tectoniques connus en Asie Centrale.

Sur la figure VI.2, sont résumées le long de l'échelle des temps les différentes données concernant chaque site (Jingou He; Kuitun He; Ebi Nor) et de la gauche vers la droite :

- ✓ les références bibliographiques sur les variations climatiques;
- ✓ les paléoclimats déduits de l'étude de la MO (marron Jingou He, vert Kuitun He et bleu Ebi Nor);
- ✓ les environnements sédimentaires obtenus par étude de faciès sur les coupes et la lithologie pour les échantillons forés;
- ✓ l'échelle chronologique obtenue par datations magnétostratigraphiques;
- ✓ les taux d'accumulation déduits de la magnétostratigraphie;
- ✓ les conditions hydrodynamiques (obtenues via la MO ou le magnétisme des roches);
- ✓ les changements de roches source;
- ✓ les indices de flux/altération/source déduits de l'étude des minéraux lourds;
- ✓ les références bibliographiques sur les processus tectoniques.

L'évolution globale de l'histoire sédimentaire peut se subdiviser en **treize** grandes périodes évolutives avec **douze** ruptures marquantes dans l'évolution des environnements du Tianshan. Ces périodes et ces grandes ruptures sont présentés ci-après.

Le tableau VI.3 résume ces différents évènements, les modifications associées enregistrées par les paramètres sédimentologiques et leur origine.

Basé sur l'ensemble des données nous proposons un scénario de l'évolution paléoenvironnementale en 3D de la zone étudiée sur les figures VI.4.



Fig.VI.2: Représentation de l'ensemble des résultats obtenus, utilisés et décrits durant cette étude, ainsi que les références bibliographiques sur les variations climatiques et les processus tectoniques en Asie Centrale depuis le Néogène.

Humidité/ Aridité	Environnement sédimentaire	Lithologie	Taux d'accumulation	Hydrodyn. MO	Hydrodyn. T	Source k	Flux/ Altération/ Source ZTR	Flux/ Altération/ Source AT	Réf. Tectonique âge (Ma)	Réf. Climat âge (Ma)	Notre étude (Ma) Jingou (Kuitum) Ebi Nor He	Cause dominante
	n.a.				n.a.	n.a.	n.a.	n.a.			1,2	Climat
	n.a.		n.a.		n.a.	n.a.	n.a.	n.a.		~2,6 ⁽¹²⁾		
					n.a.	n.a.			~4,5-2,6 ⁽¹⁰⁾	~4,5-2,6 ⁽¹¹⁾	4,5	Climat
									~6-5 ⁽⁸⁾	~5,2 ⁽⁹⁾	4,8	Tectonique et Climat
									~9-7 ⁽⁶⁾	~9-7 ⁽⁷⁾	7,5	Tectonique et Climat
											9	Climat
									~11-10 ⁽⁵⁾		10,8	Tectonique
											13,8	Climat
										~15-13 ⁽⁴⁾	15,5	Tectonique
									~17-15 ⁽³⁾		16,5	Tectonique
											17,5	Climat
									~20 ⁽²⁾		20,5	Climat
									~24 ⁽¹⁾		24	Tectonique

enregistrement par le paramètre
n.a. : non analysés

(1) Hendrix et al. (1994) et Bullen et al. (2001)
(2) Harrison et al. (1992) et Huang et al. (2006)
(3) Avouac et al. (1993), Métivier et Gaudemer (1997), Huang et al. (2006) et Charreau et al. (2005-2008)
(4) Sun X. et al. (2005)
(5) Bullen et al. (2001) et Sobel et al. (2006)
(6) Jolivet et al. (2001); Huang et al. (2006) et Zheng et al. (2006)
(7) Harrison et al. (1992); An et al. (2000-2001); Sun X. et al. (2005) et Sun D. et al. (2008)
(8) Métivier et Gaudemer (1997)
(9) Sun D. et al. (2008) et Sun J. et al. (2008)
(10) Zheng et al. (2000)
(11) An et al. (2000) et Sun X. et al. (2005)
(12) An et al. (2001) et Qiang et al. (2001)

Tableau VI.3: Récapitulatif des variations enregistrées par les marqueurs sédimentaires du piedmont nord du Tianshan et des événements climatiques et des processus tectoniques connus dans la littérature.

1. De ~25,1 à ~20,5 Ma

Durant ces 5 Ma, l'évolution des faciès sédimentaires sur la coupe de la Jingou He indique que l'environnement sédimentaire évolue d'un système lacustre carbonaté réduit à un système fluviatile avec une plaine d'inondation calme permettant le développement de sols. Ceci marque un remplissage progressif du lac par des apports terrigènes, provenant de l'érosion de la chaîne.

En parallèle, le climat est majoritairement humide et s'aridifie vers **20,5 Ma**, de plus l'hydrodynamisme est relativement faible.

Malgré le manque de données sur les paramètres magnétiques des roches et les minéraux lourds à la base de la coupe, le remplissage du lac semble se faire sous un climat relativement constant, par des apports sédimentaires dont l'origine ne peut pas être uniquement liée à une érosion d'origine climatique mais semble plutôt faire appel à un phénomène tectonique majeur comme un uplift.

Ceci est confirmé par la littérature. En effet, un uplift du Tianshan central a été identifié vers **24 Ma** par Hendrix *et al.* (1994) et Bullen *et al.* (2001). Ce soulèvement aurait alors surtout permis une plus forte érosion de la chaîne, ce qui est en accord avec l'augmentation observée des apports sédimentaires vers le bassin.

2. ~20,5 Ma

Cette limite correspond à une brusque aridification du climat marquée par un changement de l'hydrodynamisme souligné par les particules magnétiques des roches et les palynofaciès. Hormis ces modifications, le taux d'accumulation et les sources varient peu, ce qui semble indiquer que ce changement serait plutôt climatique et correspondrait à un changement de régime de précipitations.

Toutefois, Huang *et al.* en 2006 observent un uplift du Tianshan sud à cette période mais il est difficile d'imaginer que ce phénomène ait pu avoir un impact sur le flanc nord puisque le Tianshan central s'est élevé vers 24 Ma, formant une barrière.

3. De ~20,5 à ~17,2 Ma

Nous avons vu dans le chapitre III que cette période correspondait à la mise en place d'un nouveau système lacustre oxygéné avec de forts apports terrigènes, qui diminuent jusqu'à ~17,2 Ma.

Parallèlement, un climat général très aride s'installe sur le bassin versant expliquant les apports terrigènes vers le lac par une érosion de la chaîne, d'origine essentiellement climatique entre ~20,5 et **~17,5 Ma**. Une explication à la présence d'un bassin de sédimentation même à faible

tranche d'eau parallèlement à une érosion marquée sur le bassin versant pourrait être une accentuation de la subsidence du bassin.

4. ~17,2 Ma

Le système aquatique terrigène oxydé évolue vers un système carbonaté réduit. Ce passage indique la mise en place d'un bassin de sédimentation avec une tranche d'eau pérenne. En parallèle, les conditions climatiques deviennent également humides sur le bassin versant comme en atteste la présence de débris organiques provenant d'un couvert végétal et de sols.

5. De ~17,2 à ~15,5 Ma

Le climat demeure humide et stable jusqu'à ~15,5 Ma. Cette période enregistre toutefois à **16,5 Ma**, un passage à un système terrigène oxydé associé à une nouvelle augmentation de l'hydrodynamisme (MO).

Parallèlement, les minéraux lourds indiquent une forte augmentation de minéraux stables et instables, donc une augmentation du flux sédimentaire.

Cette élévation du flux se retrouve enregistrée au niveau des faciès sédimentaires, le système lacustre oxydé a des apports terrigènes qui augmentent de nouveau pour le faire évoluer vers un système fluvial. Cette augmentation des apports pourrait avoir une origine tectonique.

En effet, Huang et al (2006) observent vers 17-16 Ma une accélération du raccourcissement du Tianshan, pouvant entraîner une érosion plus forte de la chaîne et donc un fort apport sédimentaire au cours de cette période.

6. ~15,5 Ma

Malgré un paysage stable, on voit s'installer une période aride avec également une modification des paramètres issus du magnétisme des roches (taux d'accumulation, source, hydrodynamisme). L'ensemble de ces modifications de l'environnement suggère une origine tectonique.

Cette hypothèse se corréle avec les informations dérivées de la littérature, dans laquelle plusieurs auteurs observent une réactivation du Tianshan vers 16-15 Ma (Avouac & Tapponnier, 1993; Charreau *et al.*, 2005-2005). Cet uplift probablement majeur du Tianshan, forme alors une barrière aux circulations atmosphériques, qui provoquerait une aridification du bassin du Junggar et une disparition de la végétation et des sols. Ceci entraînerait alors une érosion du substratum. Cette

aridification du milieu est également connue dans la littérature, Sun *et al.* (2005) observent une aridification globale en Asie centrale.

7. De ~15,5 à ~11,5 Ma

Pendant environ 3 Ma, malgré un paysage constant, une certaine variabilité climatique s'enregistre au travers de modifications de l'hydrodynamisme (paramètre palynofaciès). Autour de **13,8 Ma**, on observe une rupture avec une aridification nette des conditions environnementales. Ces périodes de plus forte aridité seraient associées à des élévations de l'hydrodynamisme suggérant un climat contrasté avec de courtes périodes de fortes précipitations. Ce climat contrasté permettant une érosion accrue de la chaîne pourrait être lié à l'intensification des moussons observées par Sun *et al.* (2005) depuis 15 Ma.

8. ~11,5 Ma

A **11,5 Ma**, un paysage fluviatile est installé, mais la granulométrie des dépôts augmente et les traces pédogéniques disparaissent.

En plus de cette modification, l'ensemble des paramètres varient : aridification du climat, augmentation du taux d'accumulation, changement de roches-sources, d'hydrodynamisme, et flux sédimentaire plus fort.

Il est possible d'attribuer une origine tectonique à ces variations. En effet, vers 11-10 Ma, Bullen *et al.* (2001), Charreau *et al.* (2005-2008) et Sobel *et al.* (2006) décrivent un nouvel uplift du Tianshan. Comme vers 16-15 Ma, cet uplift semble majeur, modifiant ainsi la topographie de la chaîne et provoquant à la fois un changement climatique au nord et surtout une forte érosion.

9. De ~11,5 à ~7,5 Ma

Le paysage est constant sur la coupe de la Jingou He, mais avec une forte variabilité de l'humidité associée à des changements d'hydrodynamisme. Vers 10 Ma, le paramètre minéraux lourds indique une élévation du flux sédimentaire. L'origine de ces modifications est probablement climatique.

Parallèlement sur la Kuitun He, de ~10,5 à ~7,5 Ma, le paysage est légèrement différent. Nous sommes toujours en présence d'un système fluviatile mais les grains sont moyens puis grossiers et il existe encore des traces pédogéniques.

Le climat et l'hydrodynamisme varient, mais on retrouve la même évolution que sur la Jingou He pour les 3 derniers millions d'années.

Malgré cette variabilité, on note vers **9 Ma** sur la Jingou He et **8,8 Ma** sur la Kuitun He, une période de forte aridification associée à un fort hydrodynamisme. Ceci est en effet concomitant d'une aridification en Asie Centrale décrite par plusieurs auteurs (Harrison *et al.*, 1992; An *et al.*, 2001 et Sun *et al.*, 2005).

10. ~7,5 Ma

Sur la Jingou He, on note la mise en place de la formation Xiyu, constituée principalement de conglomérats. A la même époque, sur la Kuitun He, on passe d'une plaine d'inondation à grains moyens à grossiers. Le climat varie toujours mais paraît plus contrasté associé à un fort hydrodynamisme. On ne note pas de modification du taux d'accumulation, ce qui fait penser que les variations paléoenvironnementales sont plutôt d'origine climatique.

Cette modification peut être liée à un uplift global de la chaîne himalayenne observée par Jolivet *et al.* (2001), Huang *et al.* (2006) et Zheng *et al.* (2006) qui modifierait la circulation des moussons, affectant le piedmont nord du Tianshan.

11. De ~7,5 à ~4,8 Ma

On décrit un environnement fluvial avec des éléments qui deviennent de plus en plus grossiers où les traces pédogéniques disparaissent vers 6,2 Ma, associée également à une diminution de l'hydrodynamisme. Le climat est donc moins contrasté. Nous proposons une origine tectonique à cette modification de la granulométrie des sédiments. A titre d'hypothèse, nous proposons qu'elle puisse être corrélée à celle décrite par Métivier et Gaudemer (1997), qui voit une accélération de la sédimentation dans le bassin du Junggar, liée à la rotation du Tarim.

Un climat globalement humide est décrit au niveau du site Ebi Nor avec le développement d'une tranche d'eau importante à **5,2 Ma**. L'hydrodynamisme est relativement faible, quel que soit le site. La granulométrie des sédiments d'Ebi Nor devient plus grossière vers **4,5 Ma**. On n'observe aucune autre modification de paramètre.

Cette humidité relativement constante observée sur les deux sites, Kuitun He et Ebi Nor, pourrait donc avoir une origine climatique. En effet vers 5,2 Ma, Sun D. *et al.* (2008) et Sun J. *et al.* (2008), décrivent un renforcement des Westerlies, qui sont des courants atmosphériques venant de l'ouest chargés d'humidité. Ce renforcement coïnciderait parfaitement avec la mise en place d'une tranche d'eau importante sur le site Ebi Nor. La Kuitun He enregistre également vers **4,8 Ma** la mise en place d'un lac pendant 200 ka.

Les variations décrites durant cette période auraient donc des origines distinctes (tectonique et climat) aboutissant à l'évolution paléoenvironnementale observée.

12. De ~4,8 Ma à ~1,2 Ma

Sur la Kuitun He, on voit apparaître la formation Xiyu associée à un climat humide et une forte augmentation de l'hydrodynamisme.

En revanche sur le site Ebi Nor, le climat connaît une période aride de **4,5 à 1,2 Ma** avec une cyclicité marquée jusque dans les faciès lithologiques qui oscillent avec une période autour de 150 ka. Des pulsations à cette échelle suggèrent un impact climatique majeur sur la sédimentation.

Sun *et al.* (2005) et An *et al.* (2000), montrent qu'à cette époque, on enregistre un renforcement de l'aridité et des moussons. Le climat sur le piedmont nord du Tianshan semble très contrasté, oscillant entre de très longues périodes arides et de courtes périodes de fortes précipitations, provoquant ces crachées plus grossières observées au niveau d'Ebi Nor.

13. ~1,2 Ma à l'Actuel

La granulométrie des sédiments du lac Ebi Nor est plus constante qu'auparavant. Le climat d'abord humide redeviendrait aride vers la fin de la période. Cette augmentation de l'humidité relative est associée à un renforcement de l'hydrodynamisme.

Cela semble être d'origine climatique, de plus aucune référence bibliographique ne vient réfuter cette hypothèse. A **~1,2 Ma**, on observe le passage à un climat plus humide et variable associé à un hydrodynamisme fort et à une augmentation du taux d'accumulation. Cette observation de l'augmentation du taux d'accumulation sur le site Ebi Nor ne se retrouve pas au niveau de la Jingou He dans des échantillons prélevés lors de la mission 2007 (Charreau *et al.*, 2008). Cette augmentation spécifique du taux d'accumulation peut être mise en relation avec un apport détritique local, dû à sa position particulière entre deux chaînes de montagnes. Il peut également être lié à une réactivation de faille dans le secteur, voire à un uplift de la chaîne Dzungarskiy Alatau, située au nord et dont certaines rivières se déversent dans le lac Ebi Nor. Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'est pas possible de trancher parmi ces hypothèses.

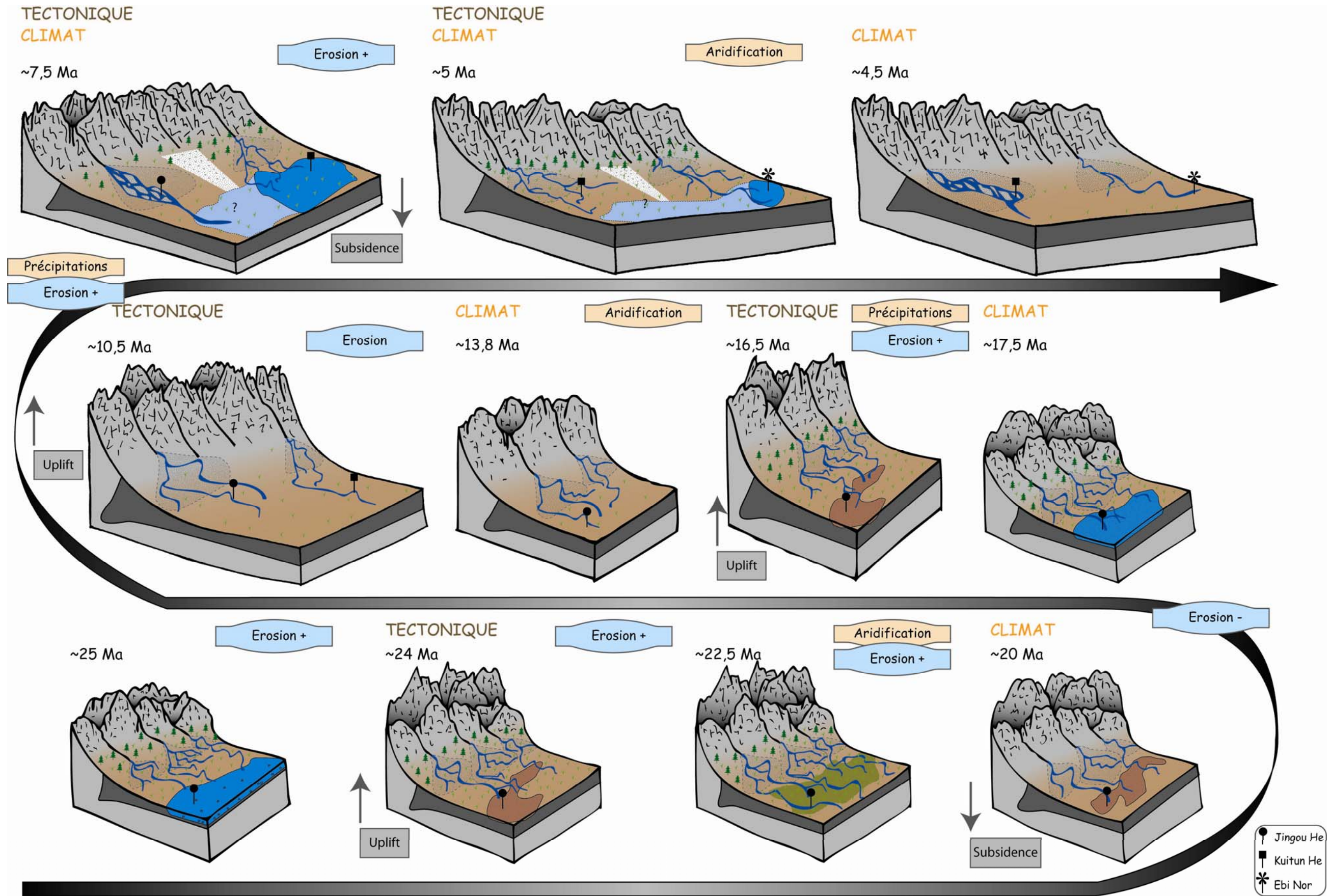


Figure VI.4: Reconstitution paléoenvironnementale de la zone d'étude durant les 25 derniers millions d'années.

Différentes évolutions sont enregistrées par la sédimentation. La combinaison de certains paramètres sédimentaires permet de préciser si les variations observées sur le piedmont nord sont des variations plutôt liées au climat, plutôt liées à la tectonique ou à l'association des deux.

Lorsqu'on observe l'évolution paléoclimatique sur les trois sites d'étude en parallèle, on peut voir que les mêmes périodes enregistrent les mêmes variations (fig.VI.5). En effet, de ~10 à ~8,5 Ma, les sédiments de la coupe de la Jingou He, enregistrent une période humide suivie d'une période aride, que l'on retrouve sur le site de la Kuitun He, situé à ~55 km plus à l'ouest.

De même, entre ~6,5 et ~4,3 Ma, sur la Kuitun He on voit la succession climatique suivante humide-aride-humide-lac-humide, que l'on retrouve également sur le site Ebi Nor, localisé à ~130 km plus à l'ouest.

Les mêmes variations climatiques étant enregistrées sur des sites espacés de 55 et 130 km, nous proposons que ces variations s'étendent à l'ensemble du piedmont nord du Tianshan durant les 10 derniers millions d'années et probablement durant le Néogène. Par conséquent, elles se déroulent à une échelle régionale et non locale. Ce qui, de plus, est en accord avec l'étude menée sur les liens entre les variations des indices d'environnements et la lithologie.

Sur cette même figure, sont également représentés les environnements sédimentaires étudiés sur la Jingou He et la Kuitun He (~55 km de distance) ainsi que la corrélation établie entre les unités de faciès des formations Dushanzi et Xiyu.

La base de la Xiyu Fm est datée à ~7,5 Ma sur la Jingou He et à ~4,8 sur la Kuitun He. L'âge de la mise en place de cette formation est donc diachrone (Charreau *et al.*, 2005, 2006, 2008). Pour la formation Dushanzi, on voit également que l'unité 11 de la Jingou He présente les mêmes faciès que l'unité 5 de la Kuitun He ; leur mise en place est également diachrone, ~11,5 Ma et ~6,2 Ma respectivement. Enfin, l'unité 10 de la Jingou He et l'unité 3 de la Kuitun He qui ont aussi les mêmes faciès sont diachrones (~14,5 et ~10,5 Ma). Or sur le site de la Kuitun He, le passage à la dernière unité de la formation Dushanzi se fait plus progressivement et se traduit par une unité supplémentaire, l'unité 4.

En résumé, la succession des environnements sédimentaires de la Jingou He et de la Kuitun He est similaire mais elle apparaît de façon diachrone.

D'après les corrélations entre les évolutions paléoclimatiques précédentes, nous savons que le climat était le même entre ~10 et ~8, Ma sur les deux sites. Par ailleurs, on sait que la chaîne du Tianshan a subi différentes phases d'uplift (24, 20, 17-15, 11-10 Ma) mais celles-ci ne peuvent l'expliquer.

Le diachronisme peut s'expliquer par le fait que le site de la Jingou He se trouve sur la deuxième rampe d'anticlinaux (30 km au nord du front de la chaîne) alors que le site de la Kuitun He se situe sur la troisième rampe, la plus éloignée du front de la chaîne (75 km). De plus, nous avons vu que les formations Dushanzi et Xiyu représentaient une progradation du cône. Donc pour des vitesses de progradation supposées identiques sur les deux sites, l'environnement sédimentaire, correspondant par exemple à un système de cônes alluviaux en tresse, s'est d'abord mis en place sur la Jingou He puis sur la Kuitun He. Ensuite, les successions de faciès se sont mises en place avec une même logique répondant à l'équilibre entre apports et accommodation.

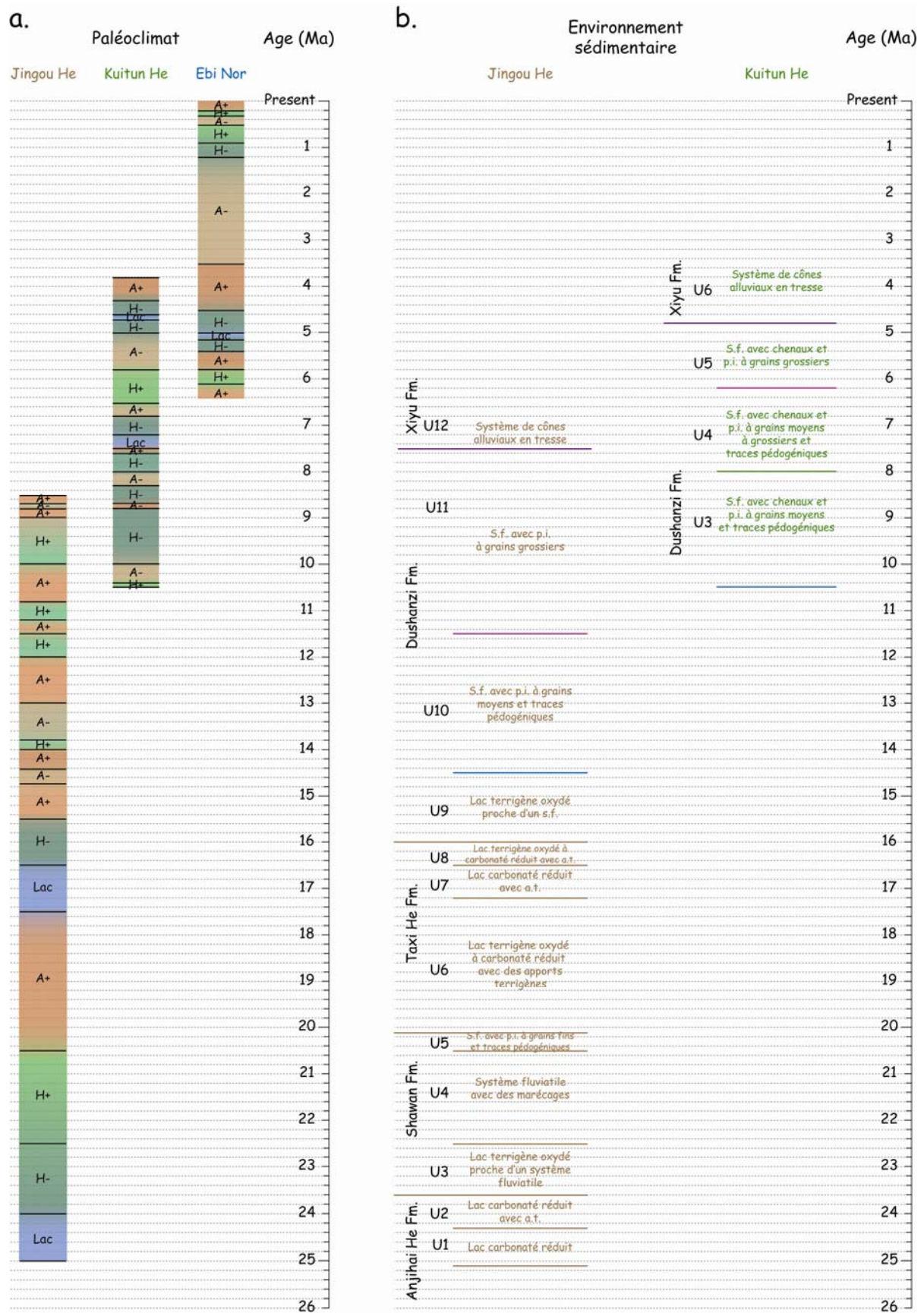
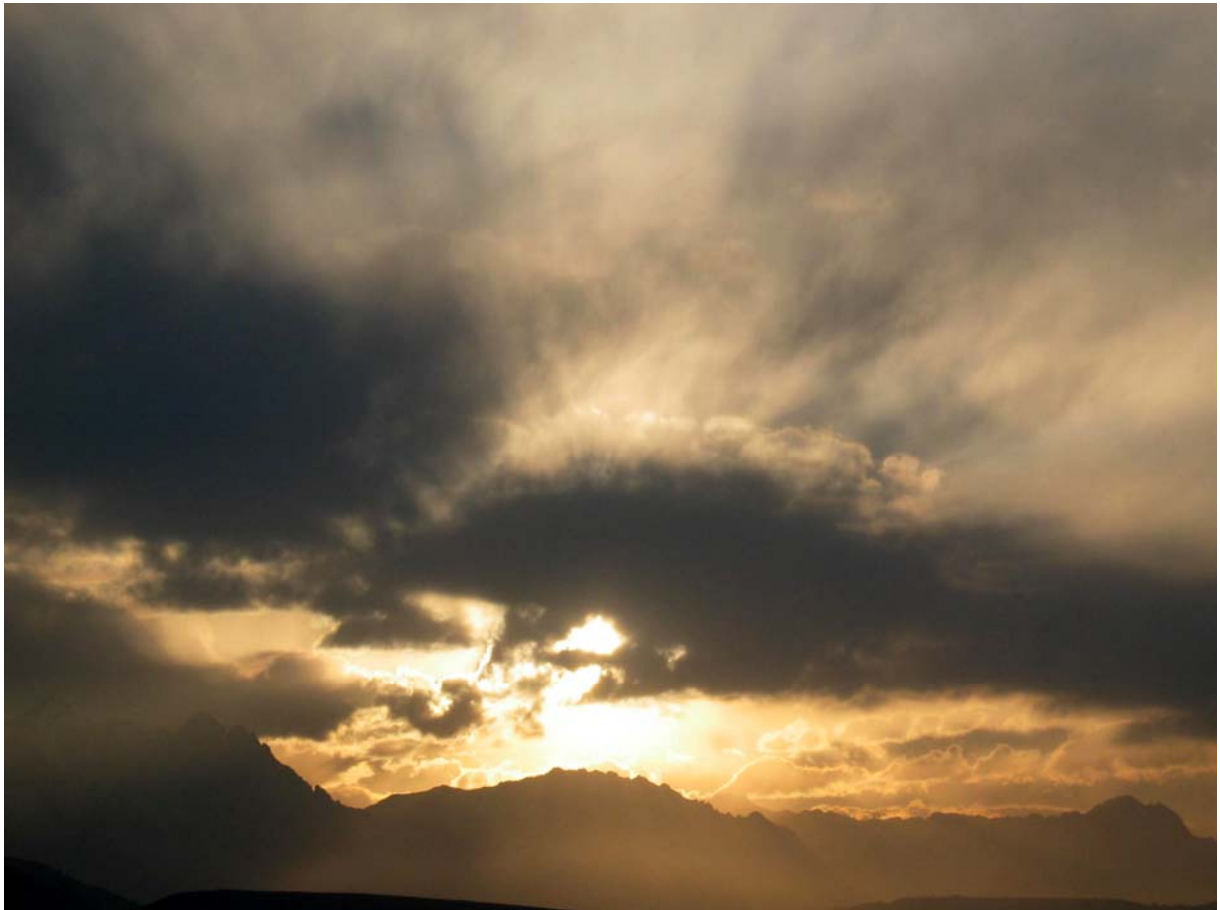


Fig.VI.5: Figures représentant les corrélations établies entre a) les paléoclimats et b) les environnements sédimentaires des sites d'étude de Jingou He, Kuitun He et Ebi Nor.

CONCLUSION et PERSPECTIVES



Les chapitres précédents ont été consacrés à l'interprétation de données sédimentologiques provenant de dépôts de bassin d'avant-pays au nord du Tianshan, cela en vue d'une reconstruction de l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique de l'Asie Centrale. En effet, cette zone est située à la convergence entre différents courants atmosphériques. Le Tianshan présente plusieurs intérêts majeurs : sa continentalité, sa position géographique centrale, sa topographie contrastée, une activité tectonique active, un contraste climatique nord-sud et de très bons affleurements.

Nous savons que les sédiments déposés dans les bassins d'avant-pays constituent un enregistrement de l'histoire tectonique et climatique liée à l'évolution des chaînes de montagne. Leur étude permet ainsi d'obtenir des informations sur les volumes érodés, les environnements de dépôts, les paysages et le climat. Cependant, dans le cas de séries fluvio-lacustres, les datations peuvent être difficiles à faire et l'origine du matériel reste complexe.

Dans ce travail de thèse, l'étude de la matière organique (MO) a été entreprise afin de rechercher des informations sur les variations paléoenvironnementales ; en effet, la MO peut être un bon indicateur des changements climatiques. Pour les sédiments fluviaux, la MO peut être altérée par une longue exposition ou une sédimentation en conditions oxygénées. Néanmoins, la détermination et le comptage des particules organiques par la méthode des palynofaciès permettent ici de documenter des variations paléoenvironnementales dans des environnements lacustres et fluviaux le plus souvent à granulométrie et degré d'oxydation élevé.

Afin de tenter de reconstruire l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique du piedmont nord du Tianshan (NO de la Chine), nous avons réalisé une étude multi-paramètres (étude des faciès, MO, minéraux lourds) sur des échantillons de sédiments fluvio-lacustres. Cet échantillonnage a été fait sur trois sites d'études, deux rivières la Jingou et la Kuitun (Jingou He et Kuitun He) et sur un forage dans le lac Ebi (Ebi Nor). Ces 3 sites représentent une période de temps continue allant de ~25 Ma à presque l'Actuel.

Dans un premier temps, cette étude a permis de retracer l'évolution temporelle de différents paramètres sédimentologiques : faciès, palynofaciès et minéraux lourds sur chaque site.

Dans un deuxième temps, ces résultats ont été mis en parallèle aux résultats obtenus par Julien Charreau, sur le magnétisme des roches, ce qui a permis de discuter sur une échelle

des temps bien calée, de l'origine climatique ou tectonique de l'érosion et de la sédimentation dans le bassin.

Enfin, l'ensemble des données des périodes communes de chaque site a été comparé : le sommet de la Jingou He avec la base de la Kuitun He et le sommet de la Kuitun He avec la base d'Ebi Nor.

Nous avons ainsi mis en évidence plusieurs points importants.

✓ Les modifications du système des moussons et les phénomènes d'aridification qui s'en suivent se répercutent au niveau du piedmont nord du Tianshan. En effet, les intensifications globales de l'aridité en Asie Centrale, décrites dans la littérature aux dates suivantes : ~15-13, ~9-7 et ~2,4-3,4 Ma, se retrouvent systématiquement au niveau de l'enregistrement des paléoenvironnements dans les sédiments du bassin du Junggar étudiés ici.

✓ En plus de ces périodes d'aridification globale liées à la modification du système de moussons, on a pu mettre en évidence d'autres périodes d'aridification liées à des phénomènes tectoniques d'échelle globale ou régionale, marquées par le passage de conditions humides à arides, c'est le cas des évènements à 20,5; 15,5; 11,5 et 4,5 Ma.

✓ Sous un climat globalement aride, l'érosion de la chaîne est due à un climat contrasté identifié par un hydrodynamisme fort, indiquant des courtes périodes de précipitations intenses au fort pouvoir érosif. Ces conditions climatiques permettent alors l'érosion du substrat par le ruissellement mais empêchent l'infiltration de l'eau et par conséquent le développement de végétation et/ou de sols. C'est le cas des périodes dites les plus arides (A+).

✓ Au contraire sous des conditions globalement plus humides, le climat est sans doute beaucoup moins contrasté, plus tempéré, avec des périodes de pluies plus longues et moins fortes. L'eau peut à la fois s'infiltrer via la végétation, provoquer son développement et celui des sols. Ce sont les périodes dites H+ qui combinent à la fois un climat humide et un fort hydrodynamisme.

✓ Les changements d'environnement sédimentaire ne correspondent pas obligatoirement à des variations climatiques. En effet, ils peuvent être également liés aux modalités de remplissage du bassin (apports sédimentaires, progradation, subsidence, espace d'accommodation), c'est-à-dire à des facteurs locaux. Le présent travail souligne que le contenu organique des sédiments, même s'il peut être partiellement contrôlé par la lithologie dans le cas des sédiments à grains grossiers, est clairement influencé par les conditions climatiques régionales.

✓ Les conditions hydrodynamiques déterminées à partir des résultats des palynofaciès permettent une reconstitution de leur variabilité à plus haute résolution que celle obtenue à partir de l'étude du magnétisme des roches. Cependant, sur la base de ce seul paramètre, il reste difficile de distinguer l'origine des variations, qu'elles soient climatiques : conditions hydrodynamiques plus ou moins fortes, ou tectoniques ; sources plus ou moins proches.

✓ Les indices de minéraux lourds indiquent, lorsqu'ils augmentent simultanément, une élévation du flux sédimentaire qui est en accord avec les grandes phases d'uplift du Tianshan (~16-15 et ~11-10 Ma) et identifient alors une origine tectonique.

✓ Les reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques sur les trois sites d'étude ont permis de montrer qu'il existait de nombreuses variations sur le piedmont nord du Tianshan, certaines liées à la tectonique régionale (~17-15, ~11-10 et ~6-5 Ma) ou globale (~20, ~9-7 et ~4,5-2,6 Ma) et d'autres purement d'origine climatique (~20,5; ~17,5; ~13,8; ~9-8,8; ~4,5 et ~1,2 Ma).

✓ La mise en parallèle des résultats de l'étude des palynofaciès des trois sites, permet de les corréler pour les périodes communes et donc de conclure que l'évolution paléoclimatique durant le Néogène est régionale et subie sur tout le piedmont nord du Tianshan, le sud du bassin du Junggar.

Les outils de la sédimentologie utilisés durant cette thèse, ont permis de documenter l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique depuis ~25 Ma, dans le bassin du Junggar. Il a été mis en évidence des variations dans l'érosion de la chaîne en lien soit avec des événements géodynamiques principalement interprétés en termes de soulèvement du

Tianshan, soit avec des évènements climatiques seuls dont l'origine peut être attribuée en première hypothèse à une compétition entre l'influence des Westerlies et celle de la mousson est-asiatique. Certains évènements tectoniques se sont révélés coïncider avec une variation climatique. Nous proposons ici l'hypothèse selon laquelle les uplifts successifs de la chaîne enregistrés à ~ 24, ~17-15 et ~11-10 Ma, auraient directement influencé le climat sur le nord Tianshan par la modification des courants atmosphériques au nord de la chaîne. Par étapes, le bassin du Junggar se serait trouvé isolé de l'Asie Centrale et de plus en plus soumis aux modifications climatiques nord-eurasiatiques, liées aux Westerlies et à la Mousson.

Pour confirmer les hypothèses énoncées s'agissant du scénario climatique du nord Tianshan, il semble fondamental de poursuivre ce travail par une étude menée dans le bassin du Tarim au sud du Tianshan.

Lors de la mission de 2007, sur le piedmont sud du Tianshan, plusieurs coupes ont été prélevées et datées par magnétostratigraphie par Dr. Charreau et Dr. Q. Wang, donnant ainsi accès à une série sédimentaire allant de ~35 à 5,2 Ma.

Un premier prélèvement d'échantillons pour l'étude des palynofaciès a été réalisé sur la coupe Yaha (12,6 à 5,2 Ma) et sur une autre coupe (~35 à 5,9 Ma), recouvrant ainsi la période de temps étudiée sur le piedmont nord.

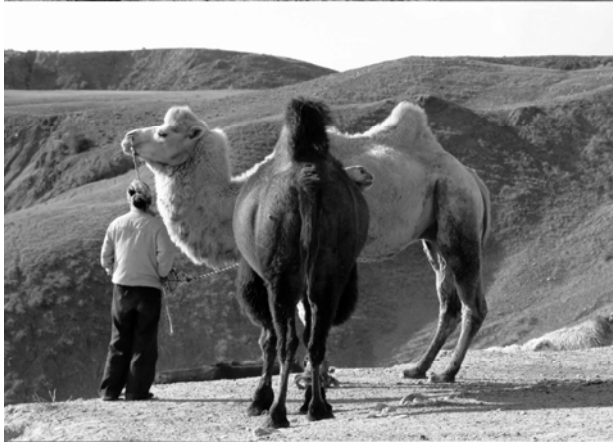
Suite aux informations obtenues au cours du présent travail, il est primordial d'étudier la série sédimentaire couvrant la période 20 – 5,2 Ma. En effet vers 15 Ma, il semble y avoir un uplift majeur du Tianshan ayant affecté le climat dans le bassin du Junggar. L'analyse du piedmont sud permettrait de montrer si cet uplift a également affecté le climat global, au niveau de l'Asie Centrale, en limitant les entrées atmosphériques septentrionales. D'une manière générale, l'étude en parallèle des évolutions environnementales au nord et au sud de la chaîne devrait apporter des contraintes fortes non seulement sur l'évolution géodynamique de la chaîne mais aussi sur les variations du climat qu'elles soient liées ou non à l'évolution tectonique.

En complément de l'étude menée durant ces trois ans, des analyses détaillées sur le matériel organique et minéral permettraient d'asseoir les hypothèses proposées. Une analyse isotopique ponctuelle du carbone à la sonde ionique sur les particules de MO dégradées permettrait l'identification de leur origine (plante en C3 ou en C4), et donc du type de végétation.

De la même manière, l'analyse à la microsonde des minéraux lourds ainsi que ceux de roches sources du Tianshan aiderait à retracer leur parcours et donc leur source.

Par ailleurs, des analyses complémentaires de traces de fission sur les coupes de la Jingou He et de la Kuitun He aideraient à retracer l'histoire de l'exhumation et de l'érosion de la chaîne, nécessaires à l'élaboration des modèles d'uplift.

REFERENCES



A

- Abdrakhmatov, K.Ye., Aldazhanov, S.A., Hager, B.H., Hambuerger, M.W., Herring, T.A., Kalabaev, K.B., Makarov, V.I., Molnar, P., Panasyuk, S.V., Prilepin, M.T., Reilinger, R.E., Sadybakasov, I.S., Souter, B.J., Trapeznikov, Y.A., Tsurkov, V.Ye., Zubovich, A.V., (1996). Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Nature* 384, 450-453.
- Allen, M.B., Windley, B.F., Chi, Z., Zhong-Yan, Z., Guang-Rei, W., (1991). Basin evolution within and adjacent to the Tien Shan Range, NW China. *Journal of the Geological Society, London* 148, 369-378.
- An, Z., (2000). The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews* 19, 171-187.
- An, Z., Kutzbach, J.E., Prell, W.L., Porter, S.C., (2001). Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature* 411, 62-66.
- Avouac, J-P. & Tapponnier, P., (1993). Active Thrusting and Folding Along the Northern Tien Shan and Late Cenozoic Rotation of the Tarim Relative to Dzungaria and Kazakhstan. *Journal of Geophysical research* 98, B4, 6755-6804.
- Avouac, J.P. & Burov, E.B., (1996). Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *Journal of Geophysical Research*, 101, B8, 17 747-17 769.

B

- Barbarand, J. & Pagel, M., (2001). Contrôle de la cinétique de cicatrisation des traces de fission dans les cristaux d'apatite: le rôle de la composition chimique. *C. R. Acad. Sci. Paris* 332, 259- 265.
- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., Hurford, T., (2003a). Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology* 198, 107-137.
- Barbarand, J., Hurford, T., Carter, A., (2003b). Variations in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. *Chemical Geology* 198, 77-106.
- Barker, C., (1974). Pyrolysis techniques for source-rock evaluation. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 58, 2349-2361.
- Barry, R.G. & Chorley, R.J., (1992). *Atmosphere, Weather and Climate*. Routledge, London.
- Batten, D.J., (1996). Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. In: McGregor, D.C., (Eds.), *Palynology: principles and applications*. American of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1011-1064.
- Baudin, F., Tribovillard, N. & Trichet, J. (2007). *Géologie de la Matière Organique*. Ed. Vuibert, Collection Interactions, 263 p.
- Beaumont, C., Fullsack, P., Hamilton, J., (1992). Erosional control of active compressional orogens. *In: Thrust tectonics*. McClay K.R. (eds). Chapman & Hall, London, 1-18.
- Behar, F., Beaumont, V., De B. Penteadó, H.L., (2001). Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. *Oil and Gas Science and technology - Rev. IFP* 56, 2, 111-134.
- Ben Ghouma, N., (1995). Etude de l'influence de la composition de l'apatite sur la révélation et le recuit des traces de fission de l'uranium. PhD thesis, Franche Comté University, Besançon, France, p.257.

- Berggren, W.A., Kent, D.K., Wisler III, C.C., Aubry, M-P., (1995). A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy, pp. 129-212, *In* Berggren, W. A., D.V. Kent, C.C., Swisher, M. Aubry, and J. Hardenbol (eds). *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication No. 54.
- Bergman, S.C. & Corrigan, J., (1996). Compositional variation of natural apatites subjected to fission track analysis. *International Workshop on Fission-Track Dating Abstracts, Gent, Belgium, August 26- 30, p.7.*
- Bertrand, P., Brocero, S., Lallier-Vergès, E., Tribovillard, N., Bonifay, E., (1992). Sédimentation organique lacustre et paléoclimats du Pléistocène aux moyennes latitudes: exemple du lac du Bouchet, Haute Loire, France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 163, 427-433.
- Bonnet, S. & Crave A., (2003). Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift to topography. *Geology* 31, 2, 123-126.
- Bourquin, S., Rigollet, C., Bourges, P., (1998). High-resolution sequence stratigraphy of an alluvial fan - fan delta environment: stratigraphic and geodynamic implications - An example from the Keuper Chaunoy Sandstones, Paris Basin. *Sedimentary Geology* 121, 207-237.
- Boussafir, M., Laggoun-Defarge, F., Derenne, S., Largeau, C., (2001). Compositions géochimique et pétrographique des matières organiques de sédiments lacustres représentant deux stades climatiques distincts : (le lac Tritrivakely, Madagascar) = Geochemical and petrographical compositions of the organic matter from lacustrine sediments recording two distinct climatic environments : (The Tritrivakely lake, Madagascar). *Congrès français de sédimentologie* 37, 53-54.
- Braucher, R., (1998). Utilisation du ^{10}Be cosmogénique produit in-situ pour l'étude de la dynamique des latérites en zone tropicale, Thèse de l'Université d'Aix-Marseille III.
- Bull, W.B., (1991). *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Oxford, Oxford Univ. Press., p.326.
- Bullen, M.E., Burbank, D.W., Garver, J.I., Abdrakhmatov, K.Y., (2001). Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building. *GSA Bulletin* 113, 12, 1544-1559.
- Burchfiel, B.C., Brown, E.T., Qidong, D., Li, J., Feng, X., Molnar, P., Shi, J., Wu, Z., You, H., (1999). Crustal Shortening on the Margins of the Tian Shan, Xinjiang, China. *International Geology Review*, 41, 663-700.
- Bureau of Geological and Mineral Resources of the Xinjiang Uygur, Autonomous Region, (1993). *Regional geology of Xinjiang Uygur Autonomous region, People's Republic of China ministry of geology and mineral resources. Geol. Mem.* 1, 32.

C

- Cande, S.C. & Kent, V.K., (1992). A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 97, B10, 13.917-13.951.
- Carlson, W.D., (1990). Mechanisms and kinetics of apatite fission track annealing. *Am. Mineral.* 75, 1120- 1139.
- Carlson, W.D., Donelick, R.A., Ketcham, R.A., (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *American Mineralogists*, 84, 1213-1223.
- Carpéna, J. & Mailhe, D., (1985). La méthode des traces de fission : son intérêt en géologie. *In*: *Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. Applications*. Roth, E. & Poty, B. (Eds). 203-249.

- Carpéna, J., (1998). Uranium-235 fission track annealing in minerals of the apatite group: an experimental study. *In*: Van den haute, P., De Corte, F. (Eds.). *Advances in Fission-Track Geochronology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 81- 92.
- Carroll, A.R., Graham, S.A., Hendrix, M.S., Ying, D., Zhou, D., (1995). Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China: Sedimentary record of the northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar Basins. *Geological Society of America Bulletin* 107, 5, 571-594.
- Carroll, A.R., (1998). Upper Permian lacustrine organic facies evolution, Southern Junggar Basin, NW China. *Organic Geochemistry* 28, 11, 649-667.
- Charreau, J., (2005). Evolution tectonique du Tianshan au Cénozoïque liée à la collision Inde-Asie Apports de la magnétostratigraphie et de la géochronologie isotopique U-Th/He. Thèse de l'Université d'Orléans, p.279.
- Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Dominguez, S., Avouac, J-P., Sen, S., Sun, D., Li, Y., Wang, W-M., (2005). Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains. *Earth and Planetary Science Letters* 230, 177-192.
- Charreau, J., Gilder, S., Chen, Y., Dominguez, S., Avouac, J.-P., Sevket, S., Jolivet, M., Li, Y., Wang, W., (2006). Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tianshan Mountains. *Geology* 34, 3, 181-184.
- Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Barrier, L., Dominguez, S., Augier, R., Sen, S., Avouac, J-P., Gallaud, A., Graveleau, F., Wang, Q., (2008). Neogene uplift of the Tianshan Mountains observed in the magnetic record of the Jingou River section (Northwest China). *Earth and Planetary Science Letters*, accepted.
- Charvet, J., Shu, L., Laurent-Charvet, S., (2007). Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plate. *Episodes* 30, 3, 162-186.
- Chen, H., Lin, X.L., Guan, K.N., Xu, J.M., (1994). Early Pleistocene deposits and its lower boundary (Q/N) in Tian Shan MT, Xinjiang Region. *Quaternary sciences*, 1, 38-47.
- Chen, Z., (1985). Explanatory notes on the geological map of Xinjiang Uygur Autonomous Region, China: Beijing. Geological Publishing House, p.82 (in Chinese with English abstract).
- Combaz, A., (1964). Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie* 7, 205-218.
- Crowley, K.D., Cameron, M., McPherson, B.J., (1990). Annealing of etchable fission-track damage in F-, OH-, Cl- and Sr-apatite: 1. Systematics and preliminary interpretations. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.* 17, 409- 410.

D

- Daëron, M., Avouac, J-P., Charreau, J., (2007). Modelling the shortening history of a fault tip fold using structural and geomorphic records of deformation. *Journal of Geophysical Research* 112, B03S13.
- Davis, D., Suppe, J., Dahlen, F.A., (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research*, 88, B2, 1 153-1 172.
- Debarre, R., (2000). Stratigraphie génétique d'un système fluvio-lacustre (Formation de Morisson, Jurassique supérieur, Utha, U.S.A.): variations du niveau de base, éléments architecturaux et modèles de faciès. Doctorat, Université de Rennes, p 210.

- Derbyshire, E., Kemp, R., Meng, X., (1995). Variations in loess and palaeosol properties as indicators of palaeoclimatic gradients across the loess plateau of north China. *Quaternary Science Reviews* 14, 681-697.
- Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Turpin, S., Bréhéret, J.G., (1999). Contribution of reworked organic matter soils and present lacustrine sediments (Peyssiers basin, Hautes-Alpes, France): preliminary results. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 2, 121-129.
- Ding, Z.L., Sun, J.M., Liu, T.S., Zhu, R.X., Yang, S.L., Guo, B., (1998). Wind-blow origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. *Earth and Planetary Science Letters* 161, 1-4, 135-143.
- Donelick, R. A., (1991). Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observation. *Am. Mineral.* 76, 83-91.
- Donnelly, T.W., (1982). Worldwide continental denudation and climatic deterioration during the Late Tertiary: evidence from deep-sea sediments. *Geology* 10, 451-454.

E

- Einsele, G., (1992). *Sedimentary basins: evolution, facies and sediment budget*. Springer-Verlag, Berlin, p 628.
- Enkin, R.J., Yang, Z., Chen, Y., Courtillot, V., (1992). Paleomagnetic Constraints on the Geodynamic history of the Major Blocks of China From the Permian to the Present. *Journal of Geophysical Research*, 97, 13 953-13 989.
- Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., (1977). Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. Inst. Franç. Du Pétr.* 32, 1, 23-43.
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., (1985). La Pyrolyse Rock-Eval et ses applications, Partie 1-2. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 40, 5, 563-579.
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., (1986). La Pyrolyse Rock-Eval et ses applications, Partie 3. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 40, 5, 563-579.

F

- Feng, X., Deng, Q., Shi, J., Li, J., You, H., Zhang, Y., Yu, G., Wu, Z., (1991). Active tectonics of the southern and northern Tianshan and its tectonic evolution (in Chinese). *In Research on Active Fault 1*, Beijing, Seismological Press, 1-16.
- Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.M., (1965). Effect of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks minerals and glasses. *Journal of Geophysical Research* 70, 1497-1502.
- Flohn, H., (1968). Contributions to meteorology of the Tibetan highlands. *Atmospheric science paper*, 130, 120.
- Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J., (1999). Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 millions years using an atmospheric general circulation model, *Journal of Geophysical Research* 104, 11995- 12018.
- Fu, B., Lin, A., Kano, K-I., Maruyama, T., Guo, T., (2003). Quaternary folding of the eastern Tian Shan, northwest China. *Tectonophysics* 369, 79-101.

G

- Gao, J., Maosong, L., Xuchang, X., Yaoqing, T., Guoqi, H., (1998). Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China. *Tectonophysics* 287, 213-231.
- Graveleau, F. & Dominguez, S., (2008). Analogue modelling of the interaction between tectonics, erosion and sedimentation in foreland thrust belts. *C.R.Geoscience* 340, 324-333.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A. J. W., Tingate, P. R., Laslett, G. M., (1986). Thermal annealing of fission tracks in apatite.1. A qualitative description. *Chemical Geology (Isotopes Geoscience Section)* 59, 237-253.
- Green, P. F., Duddy, I. R., Laslett, G. M., Hegarty, K. A., Gleadow, A. J. W., Lovering, J. F., (1989). Thermal annealing of fission tracks in apatite: 4 - Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology* 79, 155-182.
- Gu, Z., (1982). Distribution and development of nonmarine Mesozoic bivalves and formations in China. *Scientia sinica (series B)* 25, 4, 159-173.
- Gilder, S., Chen, Y., Sevket, S., (2001). Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications for shallow inclinations in central Asia. *Journal of Geophysical Research* 106, 12, 30505-30521.
- Guo, Z.T., Ruddiman, W.F., Hao, Q.Z., Wu, H.B., Qiao, Y.S., Zhu, R.X., Peng, S.Z., Wei, J.J., Yuan, B.Y., Liu, T.S., (2002). Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature* 416, 159-163.

H

- Harrison, T., Copeland, P., Kidd, W., Yin, A. (1992). Raising Tibet. *Science*, 255, 1663-1670.
- Hay, W.W., (1996). Tectonics and climate. *Geol Rundsch* 85, 409-437.
- Hay, W.W., Soeding, A., DeConto, R.M., Wold, C.N., (2002). The Late Cenozoic uplift - climate change paradox. *Int. J. Earth . Sci.* 91, 746-774.
- Hendrix, M.S., Graham, S.A., Carroll, A.R., Sobel, E.R., McKnight, C.L., Schulein, B.J., Wang, Z., (1992). Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan: Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan basins, northwest China. *Geological Society of America Bulletin* 104, 53-79.
- Hendrix, M.S., Dumitru, T.A., Graham, S.A., (1994). Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: an early effect of the India-Asia collision. *Geology* 22, 487-490.
- Heubeck, C., (2001). Assembly of central Asia during the middle and late Paleozoic, in Hendrix, M.S., and Davis, G.A., eds., *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia : From continental assembly to intracontinental deformation: Boulder, Colorado. Geological Society Memoir* 194, 1-22.
- Hrouda, F., (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application to geology and geophysics. *Geophysical Survey* 5, 37-82.
- Huang, B., (1982). Mesozoic and Cenozoic ostracod-bearing strata of the Junggar. *Journal of Stratigraphy* 6, 3, 183-188 (in Chinese with English abstract).
- Huang, B., Piper, J.D.A., Peng, S., Liu, T., Li, Z., Wang, Q., Zhu, R., (2006). Magnetostratigraphic study of the Kuche Depression, Tarim Basin, and Cenozoic uplift of the Tian Shan Range, Western China. *Earth and Planetary Science Letters* 251, 346-364.
- Hubert, J.F., (1962). A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the independence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology* 32, 3, 440-450.

Hurford, A.J., (1990). Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect.* 80, 171- 178.

J

Jiang, H. & Ding, Z., (2008). A 20 Ma pollen record of east-Asian summer monsoon evolution from Guyuan, Ningxia, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (accepted manuscript).

Jolivet, M., Brunel, M., Seward, D., Xu, Z., Yang, J., Roger, F., Tapponnier, P., Malavieille, J., Arnaud, N., Wu, C., (2001). Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan Plateau: fission-track constraints. *Tectonophysics* 343, 111-134.

K

Kissel, C., Laj, C., Lehman, B., Labeyrie, L., Bout-Roumazeilles, V., (1997). Changes in the strength of the Iceland-Scotland Overflow Water in the last 200,000 years: Evidence from magnetic anisotropy analysis of core SU90-33. *Earth and Planetary Science Letters* 152, 1-4, 25-36.

Köhler, M., (1987). Boviden des türkischen Miozäns (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 28). *Paleontologia y Evolucion*, 21, 133-246.

Kroon, D., Steens, T. N. F., Troelstra, S. R., (1991). Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea. *Proc. ODP Sci. Res.* 117, 257-263.

Kukla, G., (1987). Loess stratigraphy in Central China. *Quaternary Science Reviews* 6, 191-219.

L

Lal, D., (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424-439.

Lallier-Vergès, A., Sifeddine, A., de Beaulieu, J.L., Reille, M., Tribovillard, N., Bertrand, P., Mongenot, T., Thouveny, N., Disnar, J.R., Guillet, B., (1993). The lacustrine organic sedimentation as a response to the late Würmian and Holocene climatic variations; lac du Bouchet (Haute-Loire, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 164, 5, 661-673.

Laurent-Charvet S., (2001). *Accrétions continentales en Aise Centro-Orientale: evolution géodynamique et structurale du Tianshan et du Junggar oriental (nord-ouest Chine) au Paléozoïque*. Thèse de l'Université d'Orléans, p.337.

Liu, T. S. (1985) *Loess and the Environment*. China Ocean Press, Beijing.

Liu, T., Menglin, D., Derbyshire, E., (1996). Gravel deposits on the margins of the Qinghai-Xizang Plateau, and their environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120, 159-170.

Liu, Z., (1990). Sporo-pollen assemblage from Middle Jurassic Xishanyou Formation of Shawan, Xinjiang, China. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 70, 377-395.

Lückge, A., Boussafir, M., Lallier-Vergès, E., Littke, R., (1996). Comparative study of organic matter preservation in immature sediments along the continental margin of Peru and Oman. Part I: Results of petrographical and bulk geochemical data. *Organic Geochemistry* 24, 4, 437-451.

Lutgens, F.K. & Tarbuck, E.J., (2001). *The Atmosphere; An introduction to Meteorology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.

M

Martín-Hernandez, F., Hirt, A.M., (2004). A method for the separation of paramagnetic, ferrimagnetic and haematite magnetic subfabrics using high-field torque magnetometry. *Geophysical Journal International* 157, 1, 117-127.

Métivier, F. & Gaudemer, Y. (1997). Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics and topography. *Geophys. J. Int.*, 128, 1-17.

Meyers, P. & Lallier-Vergès, E., (1999). Lacustrine Records of Changes in Late Quaternary Continental Environments and Climates: An overview of Sedimentary Organic Matter Indicators. *Journal of Palaeolimnology* 21, 345-372.

Molnar, P., & Deng, Q., (1984). Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in Central and Eastern Asia. *Journal of Geophysical Research* 89, 6203-6227.

Molnar, P., Brown, E. T., Burchfiel, B. C., Qidong, D., Xianyue, F., Jun, L., Raisbeck, G.M., Jianbang, S., Zhangming, W., Yiou, F., Huichuan, Y., (1994). Quaternary Climate Change and the Formation of River Terraces across Growing Anticlines on the North Flank of the Tien Shan, China. *The Journal of Geology* 102, 583-602.

Molnar, P., 2003. Late Cenozoic increase in Accumulation Rates of Terrestrial Sediment: How Might Climate Change Have Affected Erosion Rates? *Annu. Rev. Earth and Planetary Science* 32, 67-89.

Morley, C.K., 1988. Out-of-sequence thrusts. *Tectonics*, 7, 3, 539-561.

Morton, A.C. & Johnsson, M.J., (1993). Factors influencing the composition of detrital heavy mineral suites in Holocene sands of the Apure River drainage basin, Venezuela. *In: Johnsson, M.J., Basu, A. (eds). Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geol. Soc. Am., Spec. pap. 284, 171-185.*

Morton, A.C. & Hallsworth, C.R., (1999). Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* 124, 3-29.

N

Naeser, C.W. & Dodge, F.C.W., (1969). F.T. ages of accessory minerals from granitic rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 80, 2201-2212.

Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Vergès, E., De Beaulieu, J.L., Disnar, J.R., (2001). Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology* 25, 229-244.

O

Overeem, I., Weltje, G.J., Bishop-Kay, C., Kroonenberg, S.B., (2001). The Late Cenozoic Eridanos delta system in the southern North Sea basin: a climate signal in sediment supply?. *Basin Research* 13, 293-312.

P

- Pilgrim, G.E., (1934). Two new species of Sheep-like antelope from the Miocene of Mongolia. *American Museum Novitates*, 716, 1-29.
- Poisson, B., (2002). Impact du climat et de la tectonique sur l'évolution géomorphologique d'un piémont. Exemple du piémont Nord du Tian Shan depuis la fin du Pléistocène. Thèse de l'Université Paris XI, p.288.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., (1988). Eustatic control on clastic deposition I: conceptual framework. *In* : Sea-level change: an intergrated approach. Wilgus C.K., Hastings B.S.
- Prell, W.L. & Kutzbach, J.E., (1987). Monsoon variability over the past 150,000 years. *Journal of Geophysical Research* 92, 8411-8425.
- Prell, W. L., Murray, D. W., Clemens, S. C., Anderson, D. M., (1992). in *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean* (eds Duncan, R. A. et al.) 447-469 .*Geophysical Monograph Series 70*, American Geophysical Union, Washington DC.

Q

- Qiang, X.K., Li, Z.X., Powell, C.McA., Zheng, H.B., (2001). Magnetostratigraphic record of the Late Miocene onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 187, 83-93.

R

- Raymo, M. E. & Ruddiman, W. F., (1992). Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359, 117 - 122.
- Rea, D. K., Snoeck, H., Joseph, L. H., (1998). Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the Northern Hemisphere. *Paleoceanography* 13, 215-224.
- Reading, H.G. & Levell, B.K., (1996). Controls on the sedimentary rock record. *In*: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, H.G. Reading (Eds). 5-36.
- Reigber, Ch., Michel, G.W., Galas, R., Angermann, D., Klotz, J., Chen, J.Y., Papschev, A., Arslanov, R., Tzurkov, V.E., Ishanov, M.C., (2001). New space geodetic constraints on the distribution of deformation in Central Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, 191, 157-165.
- Ruddiman, W.F., Kutzbach, J.E., (1991). Plateau uplift and climatic change. *Scientific American* 264, 3, 66-75.

S

- Saidov, M.N., (1956). Meso-Cenozoic continental deposits of the Dzungaria Basiin (principal stratigraphic features). *Akademiia Nauk SSSR Izvestiia, Serii Geologicheskaja* 10, 85-97 (in Russian with English abstract).
- Sebag, D., Copard, Y., Di-Giovanni, C., Durand, A., Laignel, B., Ogier, S., Lallier-Vergès, E., (2006). Palynofacies as usefull tool to study origins and transfers of particulate organic matter in recent terrestrial environments: Synopsis and prospects. *Earth-Science Reviews* 79, 241-259.
- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., Burtman, V.S., (1993). Evolution of the Altaid tectonic collag and Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature* 364, 299-307.

- Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schnitker, D., Baldauf, J.G., Desprairies, A., Homrighausen, R., Huddlestun, P., Keene, J.B., Kaltenback, A.J., Krumsiek, K.A.O., Morton, A.C., Murray, J.W., Westberg-Smith, J., (1984). Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature* 307, 620 - 623.
- Siame, L., (1998). Cosmonucléide produit *in-situ* (^{10}Be) et quantification de la déformation active dans les Andes Centrales. Thèse de l'université Paris XI.
- Siame, L., Braucher, R., Bourlès, D., (2000). Les nucléides cosmogéniques produits *in-situ*: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bulletin de la Société Géologique de France* 171, 4, 383-396.
- Sifeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergès, E., Patience, A.J., (1996). Lacustrine organic fluxes and paleoclimatic variations during the last 15 ka: Lac du Bouchet (Massif Central, France). *Quaternary Science Reviews* 15, 203-211.
- Sifeddine, A., Wirmann, D., Albuquerque, A.L.S., Turcq, B., Campello Cordeiro, R., Gurgel, M.H.C., João Abrão, J., (2004). Bulk composition of sedimentary organic matter used in palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America and Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 214, 41-53.
- Sobel, E.R., Chen, J., Heermance, R.V., (2006). Late Oligocene-Early Miocene initiation of shortening in the Southwestern Chinese Tian Shan: Implications for Neogene shortening rate variations. *Earth and Planetary Science Letters* 247, 70-81.
- Spadavecchia, A. & Hahn, B., (1967). Die Rotationskammer und einige Anwendungen. *Helv. Phys. Acta* 40, 1063-1079.
- Stone, J. O., (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105, B10, 23753-23759.
- Sun, D. H., Liu, T. S., Chen, M. Y., Shaw, J., (1997). Magnetostratigraphy and paleoclimate of Red Clay sequences from the Chinese Loess Plateau. *Sci. China D.* 40, 337-343.
- Sun, D. H., An, Z. S., Shaw, J., Bloemendal, J., Sun, Y. B., (1998). Magnetostratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Tertiary aeolian sequences in the Chinese Loess Plateau. *Geophys. J. Int.* 134, 207-212.
- Sun, D.H., Su, R., Bloemendal, J., Lu H., (2008). Grain-size and accumulation rate records from Late Cenozoic aeolian sequences in northern China: Implications for variations in the East Asian winter monsoon and westerly atmospheric circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (article in press).
- Sun, J., Zhu, R., Bowler, J., (2004). Timing of the Tianshan Mountains uplift constrained by magnetostratigraphic analysis of molasse deposits. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 239-253.
- Sun, J., Zhang, L., Deng, C., Zhu, R., (2008). Evidence for enhanced aridity in the Tarim Basin of China since 5.3 Ma. *Quaternary Science Reviews* 27, 1012-1023.
- Sze, H.C., (1956). The fossil flora of the Mesozoic oil-bearing deposits of the Dzungaria basin, northwestern Sinkiang. *Acta Palaeontologica Sinica* 4, 1, 470-484 (in Chinese with English abstract).
- Sun, X. & Wang, P., (2005). How old is the Asian monsoon system? Palaeobotanical records from China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222, 181-222.

T

- Tapponnier, P & Molnar, P., (1979). Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions. *Journal of Geophysical Research* 84, 3425-3459.
- Tricart, J. & Cailleux, A., (1972). *Introduction to Climatic Geomorphology*. Longman, London. P295.
- Tyson, R.V., (1995). *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*. Chapman, Hall, London.

V

- Valdés, J., Sifeddine, A., Lallier-Vergès, E., Ortlieb, L., (2004). Petrographic and geochemical study of organic matter in surficial laminated sediments from an upwelling system (Mejillones del Sur Bay, Northern Chile). *Organic Geochemistry* 35, 881-894.
- Vandenbergh, J., Renssen, H., van Huissteden, K., Nugteren, G., Konert, M., Lu, H., Dodonov, A., Buylaert, J-P., (2006). Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia. *Quaternary Science Review* 25, 2380-2389.

W

- Wang, B., Y. Chen, S. Zhan, M. Faure, S. Shu, D. Cluzel, J. Charvet, (2007). Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block and their geodynamic implications on the evolution of Chinese Tianshan Belt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 263, 288-308.
- Wang, C.-Y., Yang, Z.-E., Luo, H., Mooney, W.D., (2004). Crustal structure of the northern margin of the eastern Tien Shan, China, and its tectonic implications for the 1906 M_w7.7 Manas earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 223, 187-202.
- Wang, S., He, L., Wang, J., (2001). Thermal regime and petroleum systems in Junggar basin; Northwest China. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126, 237-248.
- Wang, X., Metcalfe, I., Jian, P., He, L., Wang, C., (2000). The Jinshajiang-Ailaoshan Suture Zone, China: tectonostratigraphy, age and evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 18, 675-690.
- Wei, J., (1989). Late Cretaceous non-marine mollusca fauna from northeastern margin of Junggar Basin and its stratigraphical significance. *Acta Palaeontologica Sinica* 28, 4, 481-486 (in Chinese with English abstract).
- Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z-Y., Wang, G-R., (1990). Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan range, central Asia. *Geology* 18, 2, 128-131.
- Wu, S. & Zhou, H., (1986). Early Liassic plants from east Tianshan Mountains. *Acta Palaeontologica Sinica*, 25, 6, 21-30 (in Chinese with English abstract).
- Wu, S. & Liu, Z., (1988). Cretaceous strata and sedimentary features in northern Xinjiang. *Xinjiang Geology* 6, 1, 21-30 (in Chinese with English abstract).

X

- Xiong, S., Ding, Z., Yang, S., (2001). Abrupt shifts in the late Cenozoic environment of north-western China recorded in loess-palaeosol-red clay sequences. *Terra Nova* 13, 5, 376-381.

4

- Yang, J. & Sun, S., (1982). The discovery of Early and Middle Jurassic megaspores from the Junggar Basin, Xinjiang, and their stratigraphic significance. *Acta Geologica Sinica*, 4, 375-379 (in Chinese with English abstract).
- Yiou, F. & Raisbeck, G.M., (1985). Les datations par les isotopes cosmogéniques beryllium 10, Aluminium 26 et Calcium 41. *In: Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels. Applications.* Roth, E. & Poty, B. (Eds). 203-249.

Z

- Zhang, P., Molnar, P., Downs, W.R., (2001). Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* 410, 891-897.
- Zheng, D., Zhang, P-Z., Wan, J., Yuan, D., Li, C., Yin, G., Zhang, G., Wang, Z., Min, W., Chen, J., (2006). Rapid exhumation at ~8 Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 198-208.
- Zheng, H., McAulay Powell, C., An, Z., Zhou, J., Dong, G., (2000). Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 28, 8, 715-718.
- Zorin, Y.A., (1999). Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. *Tectonophysics* 306, 33-56.

CHAPITRE I: CONTEXTE

- Fig.I.1 : Carte de l'Asie ainsi que des régions et provinces de la République Populaire de Chine.
- Fig.I.2 : Cartes topographiques de l'Asie et de la Région Autonome du Xinjiang. La chaîne du Tianshan et les bassins du Junggar au Nord et du Tarim au Sud.
- Fig.I.3 : Carte de l'Asie illustrant l'accrétion/subduction des blocs au Paléozoïque, selon le modèle de Sengör *et al.*, 1993. (Heubeck *et al.*, 2001).
- Fig.I.4 : Modèles de deux subductions à vergence opposée au Paléozoïque suivant (1) Windley *et al.* (1990) et (2) Gao *et al.* (1998).
- Fig.I.5 : Modèle biphasé de subduction à vergence Sud d'après Laurent-Charvet (2001).
- Fig.I.6 : Modèle de collision du bloc de Qiantang, du bloc de Lhasa et de l'arc Dras-Kohistan, avec l'Asie du Sud (d'après Hendrix *et al.*, 1992).
- Fig.I.7 : Tableau rassemblant des données géochronologiques pour la mise en évidence d'un changement dans le régime de collision Inde-Asie, à la fin Oligocène-début Miocène (d'après Hendrix *et al.*, 1994).
- Fig.I.8 : Diagramme représentant l'évolution des taux d'accumulation des sédiments dans les bassins du Tarim (en gris) et du Junggar (en noir) (d'après Métivier et Gaudemer, 1997).
- Fig.I.9 : A.) Carte de la sismicité récente du Tianshan. B.) Carte de la sismicité et des mécanismes au foyer des principaux évènements (d'après Dominguez *et al.*, XXX).
- Fig.I.10 : Carte des vitesses de raccourcissement calculées à partir des études GPS (d'après Reigber *et al.*, 2001).
- Fig.I.11 : Ensemble de données diffusé par l'U.C.A.R., montrant l'évolution au cours d'une année, des précipitations et des températures de 9 villes de la région autonome du Xinjiang (d'après Poisson, 2002).
- Fig.I.12 : Planisphère montrant la direction des Vents d'Ouest ou Westerlies, dans les hémisphères Nord et Sud (<http://www.britannica.com>).
- Fig.I.13 : Carte montrant les circulations atmosphériques actuelles en janvier et la localisation du Tianshan. Les lignes pleines représentent les isobares (en hPa), les flèches les directions des vents, les lignes en tirets la position moyenne du niveau supérieur du courant des Westerlies (en accord avec Barry & Chorley, 1992; Lutgens & Tarbuck, 2001). SH = Siberian High, IL = Icelandic Low, AH = Azores High (d'après Vandenberghe *et al.* 2006).
- Fig.I.14 : Carte topographique avec la projection des environnements géologiques, les circulations atmosphériques hivernales en Chine du Nord et la localisation de la chaîne du Tianshan. Les flèches indiquent les chemins des Westerlies et les flèches jaunes ceux de la mousson hivernale Est-asiatique (d'après Sun *et al.*, 2008).
- Fig.I.15 : Figure représentant une section d'un piedmont montagneux et les interactions entre le climat, la tectonique, l'érosion et la sédimentation (d'après Graveleau *et al.*, 1998).
- Fig.I.16 : Interprétation des dépôts alluviaux sur le piedmont Nord du Tianshan, d'après des

images satellites. Seuls les cônes dont les contours pouvaient être identifiés ont été cartés. Le fond gris correspond aux zones « informes ». Les anticlinaux sont numérotés de A0 à A8, du plus ancien au plus récent. (d'après Poisson, 2002 et notations d'après Avouac *et al.*, 1993).

Fig.I.17 : Carte topographique des rivières drainant le piedmont Nord du Tianshan, ainsi que leur bassin versant (trait noir) (d'après Poisson, 2002).

Fig.I.18 : Image satellitaire multispectrale Landsat 7 de la Kuitun He, l'Anjihai He et la Jingou He incisant le piedmont Nord du Tianshan.

Fig.I.19 : Figure synthétisant les différentes formations sédimentaires mésozoïques du Sud du bassin du Junggar (Nord Tianshan), mises en parallèle avec le log sédimentologique et l'interprétation en terme de faciès (d'après Hendrix *et al.*, 1992).

Fig.I.20 : Log schématique des formations sédimentaires du bassin du Junggar (d'après B.G.M.R.X.U.)

CHAPITRE II: METHODES

Fig.II.1 : Schéma du circuit du Rock-Eval 6 Turbo (d'après Behar *et al.*, 2001).

Fig.II.2 : Classification des kérogènes de type I, II et III dans un diagramme IH-IO (d'après Meyers et Lallier-Vergès, 1999).

Fig.II.3 : Particules de MOAR observées en lumière naturelle de couleur différente : a) brune et b) rouge.

Fig.II.4 : Particules de MOAGf observées en lumière naturelle.

Fig.II.5 : Particules de LC observées en lumière naturelle, a) LCT, b) & c) LCD.

Fig.II.6 : Grains de Sp-Po observés en lumière naturelle, a) Sp-PoJ, b) & c) Sp-PoB.

Fig.II.7 : Débris opaques observés en lumière naturelle, a) anguleux, b) allongés, c) arrondis, d) dentelés.

Fig.II.8 : Particules organiques secondaires observées en lumière naturelle, 1a-b-c) écailles d'aile de papillon, 2a-b-c) débris gélyfiés, 3) oogone, 4) claste, 5) zooclaste, 6a-b-c) mycéliums.

Fig.II.9 : Schéma montrant les différents processus contrôlant l'assemblage des minéraux lourds dans les sédiments détritiques (modifié d'après Morton & Hallsworth, 1994).

Fig.II.10: Photo de grains d'hornblende ($G \times 10$).

Fig.II.11: Photo de grains d'ilménite ($G \times 10$).

Fig.II.12: Photo de grains de tourmaline ($G \times 10$).

Fig.II.13: Photo de grains d'anatase ($G \times 10$).

Fig.II.14: Photo de grains d'apatite ($G \times 10$).

Fig.II.15: Photo de grains de barytine ($G \times 10$).

- Fig.II.16: Photo de grains d'épidote ($G \times 10$).
- Fig.II.17: Photo de grains de grenat ($G \times 10$).
- Fig.II.18: Photo de grains de pyroxène ($G \times 10$).
- Fig.II.19: Photo de grains de rutile ($G \times 10$).
- Fig.II.20: Photo de grains de zircon ($G \times 10$).
- Fig.II.21: Principe de la formation d'une trace de fission par désorganisation du réseau cristallin (d'après Jolivet, 2000).
- Fig.II.22: Schéma décrivant les étapes de préparation du crystal d'apatite et du détecteur de mica, pour le comptage (modifié d'après <http://www.geotrack.com.au/index.htm>).
- Fig.II.23: (a) grain d'apatite avec les traces de fission comptée et (b) l'image correspondante sur le détecteur de mica. (c) et (d) représentent le grain et l'image avec la grille de comptage (10×10) ainsi que la surface comptée en bleue.
- Fig.II.24: Photo du Spectromètre de Masse par Accélérateur de 5 Millions de volts du CEREGE (d'après http://www.cerege.fr/?masque=inc-service&id_rubrique=27&sous_masque=inc-sitem&id_onglet=-1&id_article=450).
- Fig.II.25: Structure d'un cristal de quartz montrant la formation d'un atome de béryllium 10.
- Fig.II.26: Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps et du taux d'érosion (d'après Braucher, 1998 et Siame, 1998).
- Fig.II.27: Carte topographique du bassin du Junggar et des chaînes de montagnes l'entourant: Le Tianshan, l'Alatau et l'Altaï. Localisation de la Jingou He, ainsi qu'une photo de la rive Est.
- Fig.II.28: (a) Carte géologique de la zone de l'anticlinal de Huo'erguosi (d'après Avouac *et al.*, 1993). (b) Coupe de l'anticlinal de Huo'erguosi.
- Fig.II.29: Vue latérale d'un fragment d'une machoire inférieure d'*Hypsodonthus* sp. Avec les restes de la deuxième et troisième molaire.
- Fig.II.30: Résultats de l'étude magnétostratigraphique de la coupe Jingou He avec: (a) colonnes de déclinaison et d'inclinaison magnétiques; (b, c) colonnes des polarités magnétiques de Charreau *et al.* (2005) et de référence Berggren *et al.* (1995); (d) graphique des âges en fonction de l'épaisseur pour la détermination du taux de sédimentation moyen (d'après Charreau *et al.*, 2008).
- Fig.II.31: Carte topographique du bassin du Junggar et des chaînes de montagnes l'entourant: Le Tianshan, l'Alatau et l'Altaï. Localisation de la Kuitun He, ainsi qu'une photo de la rive Ouest.
- Fig.II.32: Localisation du cône et du bassin versant de la Kuitun He située sur le piedmont Nord du Tianshan (topographie GTOPO30). En haut est indiqué les débits annuels, avec un maximum durant l'été (d'après Poisson, 2002).
- Fig.II.33: (a) Carte géologique de la zone de l'anticlinal de Dushanzi (d'après Avouac *et al.*, 1993). (b) Coupe de l'anticlinal de Dushanzi.

Fig.II.34: Résultats de l'étude magnétostratigraphique de la coupe Kuitun He avec : (a) colonne de déclinaison magnétique; (b) colonne d'inclinaison magnétique; (c, d, e) colonnes des polarités magnétiques de Charreau *et al.* (2005), de Sun *et al.* (2004), et de référence Berggren *et al.* (1995); (f) graphique des âges en fonction de l'épaisseur pour la détermination du taux de sédimentation moyen (d'après Charreau *et al.*, 2005).

Fig.II.35 : Carte topographique du bassin du Junggar et des chaînes de montagnes l'entourant : Le Tianshan, l'Alatau et l'Altai. Localisation du lac Ebi Nor, au Sud-Ouest du bassin du Junggar ainsi qu'une photo prise de la rive Sud.

Fig.II.36 : Réseau de drainage dans le bassin du Junggar basé sur le modèle Hydro1K (résolution 1km). En bas, sont représentés les débits annuels de différentes rivières se jetant dans le lac Ebi Nor (Bortala, Anjihai, Kuitun, Sikeshu et Jing He) et de la rivière Yili pour comparaison. En haut, sont indiquées les précipitations annuelles (site internet de l'Institut de Physiques Atmosphériques de Beijing) (d'après Poisson, 2002).

Fig.II.37 : Photo du forage réalisé dans les sédiments du lac Ebi Nor en novembre 2004.

CHAPITRE III: JINQOU HE

Fig.III.1: Photos illustrant les faciès de l'unité 1 de l'Anjihai He Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) zoom sur les marnes silteuses vertes ; c) un banc de mudstone entouré de marnes silteuses ; d) zoom sur les gastéropodes des niveaux bioclastiques.

Fig.III.2 : Photos illustrant les faciès de l'unité 2 de l'Anjihai He Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) zoom sur les bancs de sables moyens à grossiers laminés plan ; c) zoom sur un banc de grès grossiers avec des structures de rides 3D.

Fig.III.3 : Photos illustrant les faciès de l'unité 3 de la Shawan Fm. ; a) section de la formation sur la rive Ouest ; b) zoom sur les hétérolithiques des silts à argiles rouges avec des niveaux de grès fins à moyens réduits ; c) un banc de grès grossiers avec des structures de rides 3D à sa base.

Fig.III.4 : Photos illustrant les faciès de l'unité 4 de la Shawan Fm. ; a) section de la formation sur la rive Ouest ; b) zoom sur les tapis algaux ; c) un banc chenalisant de grès grossiers avec un litage entrecroisé et une base érosive ; d) niveau de grès moyens à grossiers bioturbés avec des nodules carbonatés (à droite de la photo) et des manchons racinaires (à gauche) ; e)) niveau de silts à argiles rouges bioturbés des manchons racinaires et des terriers.

Fig.III.5 : Photos illustrant les faciès de l'unité 5 de la Shawan Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) hétérolithiques de silts rouges et de grès moyens à grossiers ; c) un banc chenalisant de grès.

Fig.III.6a : Photo illustrant une section de l'unité 6 de la Taxi He Fm., sur la rive Est.

Fig.III.7 : Photos illustrant les faciès de l'unité 7 de la Taxi He Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) zoom sur les gastéropodes des niveaux bioclastiques ; c) zoom sur les marnes silteuses vertes.

Fig.III.8 : Photo illustrant une section de l'unité 8 de la Taxi He Fm., sur la rive Ouest.

- Fig.III.9 : Photos illustrant les faciès de l'unité 9 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) zoom sur les hétérolithiques de silts rouges et de bancs de grès moyens ; c) chenal à grès grossiers à des conglomérats à graviers, à base érosive et avec des structures de type rides 3D ; d) niveau de silts rouges bioturbés avec des traces de racines et des terriers ; e) premier niveau de rides d'oscillations en grès moyens à grossiers et entre des silts rouges ; f&g) un deuxième niveau avec des rides d'oscillation, vues en surface puis en coupe.
- Fig.III.10 : Photos illustrant les faciès de l'unité 10 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Ouest ; b) niveaux de silts rouge-orangés et de grès moyens à grossiers bioturbés ; c) zoom sur les traces de racines ; d) niveau de silts rouges bioturbés avec de nombreux nodules carbonatés ; e) chenal de grès grossiers à des conglomérats à graviers avec un litage entrecroisé et une base érosive.
- Fig.III.11 : Photos illustrant les faciès de l'unité 11 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) niveaux de grès fins avec des crachées de graviers ; c) zoom sur une base érosive d'un chenal ; d) chenal de grès grossiers à des conglomérats à graviers avec des rides 3D et une base érosive; e) chenal de grès grossiers à des conglomérats à graviers avec un litage plan et une base érosive.
- Fig.III.12 : Photos illustrant la Xiyu Fm. ; a) section de l'unité 12 sur la rive Ouest ; b) section de l'unité 13 sur la rive Est.
- Fig.III.13 : Logs de la coupe Jingou He au 1/5000 avec les formations, les unités de faciès, les âges, les échantillons prélevés et les environnements sédimentaires.
- Fig.III.14 : Graphique représentant les valeurs de COT des échantillons prélevés sur la coupe Jingou He, en fonction de l'épaisseur.
- Fig.III.15 : Figure représentant le nombre de particules organiques, les variations des pourcentages des particules de type : DO, MOAR, LC, MOAGf et Sp-Po, pour les échantillons prélevés sur la coupe Jingou He, en fonction de l'épaisseur. Les lettres de " a " à " t " représentent les intervalles décrits dans le texte.
- Fig.III.16 : Figure représentant la colonne magnétostratigraphique des âges, les variations des indices environnementaux tels que : IOx, IDS, ICV, IEL et IHy, pour les échantillons prélevés sur la coupe Jingou He, en fonction de l'âge et de l'épaisseur. Les lettres de " A " à " T " représentent les périodes décrites dans le texte.
- Fig.III.17: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'ICV et l'IDS de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Jingou He.
- Fig.III.18: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'ICV et l'IEL de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Jingou He.
- Fig.III.19: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'IDS et l'IEL de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Jingou He.
- Fig.III.20 : Figure représentant le pourcentage relatif de chaque type de minéraux lourds: grenat, épidote, zircon, apatite, barytine, limonite, anatase, leucoxène, rutile, tourmaline, hornblende, pyroxène et ilménite, pour les échantillons prélevés sur la coupe Jingou He,

en fonction de l'épaisseur.

Fig.III.21 : Représentation des indices ZTR et AT en fonction de l'épaisseur et de l'âge de la section Jingou He.

Fig.III.22 : Diagramme des âges traces de fission obtenu pour les 3 échantillons prélevés sur la section Jingou He. Sont également indiqués l'épaisseur et l'âge magnétostratigraphique du niveau échantillonné.

Fig.III.23 : carte géologique du Tianshan Est. (d'après Charvet *et al.*, 2007).

Fig.III.24 : Graphiques représentant le taux d'accumulation, la susceptibilité magnétique et le paramètre de forme obtenus sur la coupe Jingou He, en fonction de l'âge (Charreau *et al.*, 2008).

Fig.III.25: Résumé de l'ensemble des observations faites sur la coupe Jingou He en fonction de chaque analyse et de l'âge.

CHAPITRE IV: KUITUN HE

Fig.IV.1 : Photos illustrant les faciès de l'unité 3 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) zoom sur un terrier ; c) niveau de grès moyens bioturbés avec un chenal à base érosive.

Fig.IV.2 : Photos illustrant les faciès de l'unité 4 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Ouest ; b) niveau de grès moyens avec des traces de racines ; c) niveau de grès moyens avec un chenal à base érosive.

Fig.IV.3 : Photos illustrant les faciès de l'unité 5 de la Dushanzi Fm. ; a) section de la formation sur la rive Ouest ; b) niveau de grès grossiers et chenal de conglomérats à graviers; c) structures de rides 3D d'un chenal.

Fig.IV.4 : Photos illustrant la limite entre l'unité 5 de la Dushanzi Fm. et l'unité 6 de la Xiyu Fm., sur la rive Est.

Fig.IV.5 : Photos illustrant les faciès de l'unité 6 de la Xiyu Fm. ; a) section de la formation sur la rive Est ; b) banc de conglomérats à galets.

Fig.IV.6: Logs de la coupe Kuitun He au 1/5000 avec les formations, les unités de faciès, les âges, les échantillons prélevés et les environnements sédimentaires.

Fig.IV.7 : Graphique représentant les valeurs de COT des échantillons prélevés sur la coupe Kuitun He, en fonction de l'épaisseur.

Fig.IV.8 : Figure représentant le nombre de particules organiques, les variations des pourcentages des particules de type : DO, MOAR, LC, MOAGf et Sp-Po, pour les échantillons prélevés sur la coupe Kuitun He, en fonction de l'épaisseur. Les lettres de " a " à " p " représentent les intervalles décrits dans le texte.

Fig.IV.9 : Figure représentant la colonne magnétostratigraphique des âges, les variations des indices environnementaux tels que : IOx, IDS, ICV, IEL et IHy, pour les échantillons prélevés sur la coupe Kuitun He, en fonction de l'âge et de l'épaisseur. Les lettres de " A " à " Q " représentent les périodes décrites dans le texte.

Fig.IV.10: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'ICV et l'IDS de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Kuitun He.

Fig.IV.11: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'ICV et l'IEL de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Kuitun He.

Fig.IV.12: A gauche, diagramme ternaire représentant les valeurs de l'IOx, l'IDS et l'IEL de tous les échantillons en fonctions de la lithologie. A droite, diagrammes ternaires isolés pour chaque lithologie des populations d'échantillons de la Kuitun He.

Fig.IV.13 : Figure représentant le pourcentage relatif de chaque minéral lourd: grenat, épidote, zircon, apatite, barytine, limonite, anatase, leucoxène, rutile, tourmaline, hornblende, pyroxène et ilménite, pour les échantillons prélevés sur la coupe Kuitun He, en fonction de l'épaisseur.

Fig.IV.14 : Représentation des indices ZTR et AT en fonction de l'épaisseur et de l'âge de la section Kuitun He.

Fig.IV.15 : Diagramme des âges traces de fission obtenu pour les 4 échantillons prélevés sur la section Kuitun He. Sont également indiqués l'épaisseur et l'âge magnétostratigraphique du niveau échantillonné.

Fig.IV.16 : Carte géologique du Tianshan Est. (d'après Charvet *et al.*, 2007).

Fig.IV.17 : Graphiques représentant le taux d'accumulation, la susceptibilité magnétique et le paramètre de forme obtenus sur la coupe Jingou He, en fonction de l'âge (Charreau *et al.*, 2008).

Fig.IV.18: Résumé de l'ensemble des observations faites sur la coupe Kuitun He en fonction de chaque analyse et de l'âge.

Tableau.IV.19: Résultats de l'analyse ^{10}Be avec la concentration en ^{10}Be et leurs erreurs.

CHAPITRE V: Article EBI NOR

Fig.1. - (a) Topographical map of Asia with localisation of the Xinjiang. (b) The North Xinjiang region with the Ebi Nor lake situation and (c) a picture of the south bank of the Ebi Nor lake.

Fig.2. - Magnetostratigraphic column from this study and the reference polarity time scale after Cande & Kent (1992). Magnetic inclination.

Fig. 3. - Lithological log of the core drilling from Ebi Nor lake.

Fig. 4. - Types of organic particles described in Ebi Nor lake. (a) Lengthened OP; (b) Rounded OP; (c) Angular OP; (d) Dented OP; (e) Red AOM; (f) Grey AOM; (g) Translucent LC fragments; (h) & (i) Degraded LC fragments.

Fig. 5. - Variations of the different types of organic particles described in Ebi Nor lake core drilling. (a) Opaque particles; (b) Red amorphous organic matter; (c) Ligno-cellulosic fragments; (d) Grey amorphous organic matter; (e) variation of total organic carbon; and

(f) variation of T_{max} , as a function of depth and time.

Fig. 6. - Variations of the different indexes: a) oxidation index; b) soil development index; c) vegetal cover index; d) lacustrine index and e) hydrodynamic index as a function of depth and time for the core drilling from Ebi Nor lake.

Fig. 7. - a) Lithological log; b) time scale; c) variations of the different indexes (oxidation index, soil development index, vegetal cover index, lacustrine index; d) the climate interpretation; e) variation of the hydrodynamic index and f) variation of the TOC content as a function of depth and time for the core drilling from Ebi Nor lake.

CHAPITRE VI: DISCUSSION

Tableau VI.1: Récapitulatif des paramètres étudiés issus des marqueurs ainsi que des informations obtenues.

Fig.VI.2: Représentation de l'ensemble des résultats obtenus, utilisés et décrits durant cette étude, ainsi que les références bibliographiques sur les variations climatiques et les processus tectoniques en Asie Centrale depuis le Néogène.

Tableau VI.3: Récapitulatif des variations enregistrées par les marqueurs sédimentaires du piedmont nord du Tianshan et des événements climatiques et des processus tectoniques connus dans la littérature.

Figure VI.4: Reconstitution paléoenvironnementale de la zone d'étude durant les 25 derniers millions d'années.

Fig.VI.5: Figures représentant les corrélations établies entre a) les paléoclimats et b) les environnements sédimentaires des sites d'étude de Jingou He, Kuitun He et Ebi Nor.

ANNEXE 1 (tables de données)

Table 1: Pourcentages de Carbone Organique Total des échantillons de la Jingou He.

N°Ech	Epaisseur(m)	COT(%)
Anj1	2318.7	0.74
Anj2	2306.7	0.07
Anj4	2238.7	0.1
Anj5	2234.7	0.32
JMO-23a	2172.7	0.02
JMO-23b	2172.7	0.02
JMO-24	2165.7	0.04
JMO-25	2157.7	0.02
JMO-26	2151.7	0.04
JMO-27	2144.7	0.03
JMO-28	2136.7	0.04
JMO-29	2129.7	0.01
JMO-30	2109.7	0.03
JMO-31	2098.7	0.04
JMO-32	2086.7	0.02
JMO-33	2071.7	0.08
JMO-34	2061.7	0.03
JMO-35	2047.7	0.04
751	2044.5	0.01
741	2027.8	0.06
JMO-36	2019.7	0.04
731	2014.1	0.03
JMO-37	2006.7	0.06
JMO-38	1994.1	0.03
721	1988.6	0.01
JMO-39	1967.9	0.03
709	1950.7	0.07
JMO-40	1943.0	0.03
JMO-40a	1943.0	0.01
JMO-41	1935.6	0.02
JMO-42	1918.1	0.03
681	1903.0	0.05
JMO-43	1893.8	0.05
JMO-44	1877.9	0.01
JMO-45	1867.7	0.05
671	1860.1	0.05
JMO-46	1851.1	0.02
661	1839.0	0.02
JMO-47	1825.5	0.04
JMO-48	1808.1	0.02
JMO-49	1795.4	0.03
JMO-50	1784.0	0.02
619	1748.8	0.07
603	1711.8	0.01
JMO-51	1706.0	0.03
JMO-52	1698.5	0.01
591	1691.1	0.04
JMO-53	1683.9	0.01
JMO-53a	1683.9	0.01
JMO-54	1675.1	0.03
JMO-55	1664.0	0.02
JMO-56	1645.4	0.05

Table 1: Pourcentages de Carbone Organique Total des échantillons de la Jingou He.

N°Ech	Epaisseur(m)	COT(%)
JMO-57	1633.7	0.02
JMO-58	1630.0	0.19
JMO-59	1630.0	0.01
JMO-60	1630.0	0.01
JMO-61	1620.0	0.21
JMO-62	1608.4	0.04
JMO-63	1592.4	1.15
JMO-64	1581.9	1.72
JMO-65	1575.8	0.73
JMO-66	1559.3	1.68
JMO-67	1542.9	0.16
JMO-68	1530.7	0.05
511	1520.5	0.04
JMO-69	1498.1	0.03
JMO-70	1478.0	0.05
489	1462.0	0.02
JMO-71	1438.5	0.08
JMO-72	1435.2	0.01
JMO-73	1420.2	0.03
JMO-74	1405.9	0.03
JMO-75	1399.0	0.04
459	1392.7	0.05
447	1358.4	0.02
JMO-76	1325.0	0.02
JMO-77	1325.0	0.04
JMO-78	1302.9	0.03
JMO-79	1295.0	0.04
425	1285.8	0.03
JMO-80	1270.2	0.02
JMO-81	1259.9	0.03
407	1238.7	0.03
JMO-82	1226.1	0.02
JMO-83	1206.5	0.02
JMO-84	1187.1	0.02
JMO-1	1177.7	0.08
JMO-1b	1177.7	0.04
JMO-2	1167.3	0.03
JMO-3	1158.8	0.01
JMO-4	1145.7	0.02
JMO-5	1135.5	0.01
JMO-6	1125.6	0.04
JMO-7	1118.0	0.06
JMO-8	1108.6	0.04
JMO-9a	1095.8	0.03
JMO-9b	1095.8	0.04
JMO-10	1076.9	0.02
JMO-11	1069.9	0.04
JMO-12	1062.1	0.02
JMO-13	1057.5	0.04
JMO-14	1045.9	0.07
JMO-15	1038.3	0.03
JMO-16	1015.0	0.03

Table 1: Pourcentages de Carbone Organique Total des échantillons de la Jingou He.

N°Ech	Epaisseur(m)	COT(%)
JMO-17	1011.2	0.03
307	998.6	0.02
JMO-18	982.5	0.03
JMO-19	974.6	0.03
JMO-20	965.4	0.03
JMO-21	957.6	0.03
JMO-22	939.0	0.04
JMO-85	928.6	0.13
JMO-86	915.9	0.03
JMO-87	901.0	0.01
JMO-88	886.7	0.01
251	874.2	0.03
JMO-89	868.5	0.02
JMO-90	852.4	0.01
233	835.4	0.05
JMO-91	817.9	0.04
JMO-92	802.6	0.02
JMO-93	783.0	0.01
JMO-94	767.5	0.01
211	756.0	0.03
JMO-95	745.6	0.03
JMO-96	734.0	0.02
JMO-97	715.3	0.03
JMO-98	703.8	0.01
JMO-99	681.8	0.03
JMO-100	676.2	0.03
JMO-101	667.8	0.05
179	660.2	0.02
JMO-102	649.7	0.02
JMO-103	636.0	0.03
171	629.4	0.07
JMO-104	617.7	0.02
JMO-105	607.5	0.02
JMO-106	589.0	0.03
JMO-108	577.3	0.01
JMO-109	562.5	0.01
JMO-111	537.8	0.01
141	527.7	0.12
JMO-112	514.3	0.01
JMO-113	503.5	0.02
JMO-114	489.9	0.01
JMO-115	476.3	0.01
JMO-116	464.9	0.01
JMO-117	450.5	0.04
JMO-118	437.5	0.08
JMO-119	426.4	0.01
JMO-120	414.2	0.03
JMO-121	405.5	0.02
JMO-122	394.4	0.02
JMO-123	385.1	0.02
JMO-124	362.4	0.04
JMO-125	349.9	0.02

Table 1: Pourcentages de Carbone Organique Total des échantillons de la Jingou He.

N°Ech	Epaisseur(m)	COT(%)
JMO-126	338.4	0.02
JMO-127	328.9	0.01
71	318.4	0.02
JMO-128	306.1	0.03
JMO-129	294.0	0.01
61	287.1	0.03
JMO-130	278.2	0.01
55	264.4	0.02
51	256.8	0.03
45	237.6	0.01
JMO-131	227.3	0.02
JMO-132	217.3	0.04
JMO-133	203.9	0.02
JMO-134	197.5	0.02
JMO-135	183.8	0.03
21	179.2	0.04
JMO-300	144.0	0.01
11	138.0	0.04
JMO-301	127.3	0
JMO-303	115.0	0.04
JMO-305	112.0	0.02
JMO-308	89.8	0.01
1	87.0	0.06
JMO-309	54.0	0.01
JMO-310	42.0	0.01
JMO-311	36.0	0.02
JMO-312	24.0	0.01
JMO-313	16.0	0.02
JMO-314	0.0	0.02

Table 2: Pourcentages relatifs des différentes particules organiques observées dans les échantillons de la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur(m)	DO	LC	DG	MOAR	MOAG	Sp-Po	Cl	Zoo	DDG	Mbr	DA
Anj1	2318.7	0.00	5.89	0.00	0.58	89.85	3.40	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00
Anj2	2306.7	2.05	5.56	0.28	0.38	85.26	4.83	1.64	0.00	0.00	0.00	0.00
Anj4	2238.7	0.90	9.29	0.97	0.95	84.12	0.34	3.43	0.00	0.00	0.00	0.00
Anj5	2234.7	0.44	15.52	0.44	2.27	73.04	5.81	2.47	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-23a	2172.7	20.90	54.81	5.12	11.81	0.00	6.02	0.00	0.00	0.00	1.34	0.00
JMO-23b	2172.7	52.83	14.49	7.13	25.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-24	2165.7	63.64	1.75	0.00	34.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-25	2157.7	70.55	3.46	1.73	24.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-26	2151.7	32.47	48.24	0.00	10.06	0.00	9.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-27	2144.7	66.43	2.09	20.30	11.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-28	2136.7	51.81	3.83	8.84	35.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-29	2129.7	15.59	65.59	3.37	14.47	0.00	0.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-30	2109.7	55.33	31.15	2.87	7.79	0.00	2.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-31	2098.7	60.13	11.86	11.04	11.20	0.00	5.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-32	2086.7	34.14	1.30	6.93	48.53	0.00	9.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-33	2071.7	22.08	0.73	1.71	10.14	65.22	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-34	2061.7	5.08	0.00	0.67	93.03	0.00	1.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-35	2047.7	50.90	3.12	0.39	45.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
751	2044.5	55.22	8.39	7.12	3.96	0.00	25.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
741	2027.8	54.86	0.97	21.40	22.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-36	2019.7	40.67	28.43	11.12	16.69	0.00	3.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
731	2014.1	40.03	5.12	4.48	15.86	0.00	34.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-37	2006.7	10.01	5.79	5.50	3.47	66.55	8.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-38	1994.1	12.74	29.92	2.49	32.96	0.00	21.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
721	1988.6	40.51	2.22	24.42	31.52	0.00	1.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-39	1967.9	74.03	0.00	7.73	11.05	0.00	7.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
709	1950.7	45.89	7.79	23.16	14.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.42	0.00
JMO-40	1943.0	5.44	42.96	3.73	46.55	0.00	1.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-40a	1943.0	44.87	21.35	6.35	17.24	0.00	10.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-41	1935.6	39.91	19.27	4.59	16.51	0.00	14.68	0.00	5.05	0.00	0.00	0.00
JMO-42	1918.1	44.74	5.71	19.22	30.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
681	1903.0	48.35	4.56	12.88	23.38	0.00	10.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-43	1893.8	13.38	67.99	0.26	4.60	0.00	13.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-44	1877.9	31.88	13.76	21.81	11.74	0.00	20.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-45	1867.7	22.30	21.72	1.45	21.24	0.00	29.44	0.00	0.00	0.00	0.00	3.86
671	1860.1	73.74	21.01	1.05	4.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-46	1851.1	42.34	0.00	3.60	44.14	0.00	9.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
661	1839.0	50.23	4.67	11.66	33.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-47	1825.5	40.64	26.26	3.20	20.78	0.00	9.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-48	1808.1	43.88	19.10	11.04	16.42	0.00	9.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-49	1795.4	56.40	5.48	7.22	30.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-50	1784.0	34.58	30.14	7.92	26.81	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
619	1748.8	52.89	12.70	5.77	28.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
603	1711.8	68.42	7.48	6.88	13.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.89	0.00
JMO-51	1706.0	55.82	7.33	7.18	26.69	0.00	2.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-52	1698.5	82.29	5.28	2.05	10.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
591	1691.1	52.87	11.22	15.71	18.33	0.00	1.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-53	1683.9	23.85	2.29	3.67	11.93	0.00	57.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.92
JMO-53a	1683.9	45.93	11.15	13.94	9.48	0.00	19.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-54	1675.1	47.88	10.62	1.61	36.36	0.00	3.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-55	1664.0	62.04	18.98	5.11	13.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-56	1645.4	46.28	22.75	3.59	26.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.00

Table 2: Pourcentages relatifs des différentes particules organiques observées dans les échantillons de la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur(m)	DO	LC	DG	MOAR	MOAG	Sp-Po	Cl	Zoo	DDG	Mbr	DA
JMO-57	1633.7	33.38	26.13	3.49	16.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.70	0.00
JMO-58	1630.0	66.95	16.02	4.85	6.45	0.00	4.26	0.47	0.00	0.00	1.00	0.00
JMO-59	1630.0	37.31	21.40	4.44	5.26	2.69	14.74	0.00	0.00	0.00	13.57	0.58
JMO-60	1630.0	27.86	30.55	4.60	5.70	0.00	17.11	14.17	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-61	1620.0	11.64	52.16	6.37	17.05	0.00	12.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-62	1608.4	64.65	18.84	8.16	8.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-63	1592.4	1.43	0.01	0.13	0.26	80.50	16.24	1.42	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-64	1581.9	0.22	3.18	0.41	0.53	94.34	1.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-65	1575.8	0.98	1.72	0.41	0.40	73.79	18.10	4.60	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-66	1559.3	2.17	1.65	1.70	6.01	85.98	0.94	1.29	0.00	0.11	0.15	0.00
JMO-67	1542.9	5.97	6.45	0.52	1.39	61.92	23.45	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00
JMO-68	1530.7	53.40	7.91	19.28	18.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.00
511	1520.5	54.25	4.82	19.26	21.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-69	1498.1	68.26	3.87	4.92	17.36	0.00	5.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-70	1478.0	11.18	9.68	2.53	74.77	0.00	1.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
489	1462.0	65.65	3.74	14.29	14.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.70	0.00
JMO-71	1438.5	25.11	25.29	2.91	4.48	25.04	14.54	0.00	0.00	0.00	2.63	0.00
JMO-72	1435.2	61.33	15.88	0.81	20.49	0.00	1.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-73	1420.2	40.46	31.96	12.14	15.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-74	1405.9	44.52	13.55	0.00	24.52	0.00	17.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-75	1399.0	41.46	50.63	0.32	7.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
459	1392.7	28.64	7.98	17.47	29.44	0.00	16.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
447	1358.4	40.90	1.00	10.62	11.62	0.00	35.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-76	1325.0	45.85	23.72	8.15	15.83	0.00	6.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-77	1325.0	52.76	28.99	5.54	11.14	0.00	1.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-78	1302.9	62.36	22.25	4.67	10.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-79	1295.0	53.13	12.12	7.46	25.68	0.00	1.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
425	1285.8	24.79	36.95	5.36	0.72	0.00	14.30	0.00	0.00	0.00	17.88	0.00
JMO-80	1270.2	31.67	4.93	7.23	21.68	34.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-81	1259.9	31.12	32.96	0.89	23.75	0.00	0.00	11.28	0.00	0.00	0.00	0.00
407	1238.7	35.57	0.00	15.55	18.41	0.00	29.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.62
JMO-82	1226.1	49.11	19.53	0.00	29.29	0.00	2.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-83	1206.5	51.15	18.70	4.20	25.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-84	1187.1	59.22	4.06	8.22	28.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-1	1177.7	77.80	10.01	3.84	8.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-1b	1177.7	71.09	3.78	5.18	0.81	13.75	3.24	0.00	0.00	0.00	0.00	2.16
JMO-2	1167.3	67.92	13.63	7.83	10.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-3	1158.8	76.55	2.58	5.25	15.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-4	1145.7	44.79	25.82	8.90	19.15	0.00	1.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-5	1135.5	39.28	0.00	2.15	58.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-6	1125.6	0.13	59.87	3.25	18.20	2.06	8.28	4.27	0.00	0.00	3.94	0.00
JMO-7	1118.0	75.57	1.47	5.86	15.09	0.00	2.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-8	1108.6	78.97	4.82	10.52	5.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-9a	1095.8	43.96	5.13	15.79	27.23	0.00	7.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-9b	1095.8	38.07	23.97	12.97	24.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-10	1076.9	55.77	25.89	13.05	4.53	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76
JMO-11	1069.9	44.10	12.02	11.49	32.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-12	1062.1	42.90	3.63	9.06	37.56	0.00	3.32	0.00	0.00	0.00	3.52	0.00
JMO-13	1057.5	82.19	2.61	2.86	12.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-14	1045.9	35.38	39.68	10.93	6.90	0.00	7.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-15	1038.3	41.45	23.64	3.27	30.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.51	0.00
JMO-16	1015.0	52.15	7.06	3.83	13.65	0.00	23.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Table 2: Pourcentages relatifs des différentes particules organiques observées dans les échantillons de la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur(m)	DO	LC	DG	MOAR	MOAG	Sp-Po	CI	Zoo	DDG	Mbr	DA
JMO-17	1011.2	52.05	24.67	10.14	11.53	0.00	0.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.92
307	998.6	29.80	47.64	5.05	15.98	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	1.14	0.00
JMO-18	982.5	36.44	3.79	5.40	41.66	0.00	3.23	0.00	0.00	0.00	9.47	0.00
JMO-19	974.6	79.09	1.83	1.46	17.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-20	965.4	47.50	7.77	17.53	26.34	0.00	0.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-21	957.6	54.34	13.14	1.95	29.40	0.00	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-22	939.0	48.98	8.57	12.23	28.77	0.00	1.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-85	928.6	39.15	2.44	6.60	51.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-86	915.9	46.91	8.67	6.25	19.43	0.00	17.70	0.00	0.00	0.00	0.00	1.04
JMO-87	901.0	61.15	5.74	1.35	7.77	0.00	23.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-88	886.7	49.26	3.88	6.70	33.10	0.00	7.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
251	874.2	57.95	0.42	8.53	33.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-89	868.5	63.35	1.94	0.00	34.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-90	852.4	73.57	8.63	0.00	17.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
233	835.4	67.04	7.60	3.36	17.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.74	0.00
JMO-91	817.9	55.34	17.56	10.31	11.83	0.00	4.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-92	802.6	66.62	10.49	0.00	16.18	0.00	2.24	0.00	0.00	0.00	4.48	0.00
JMO-93	783.0	48.95	24.83	4.20	8.04	0.00	2.10	6.99	0.00	0.00	0.00	4.90
JMO-94	767.5	12.72	80.86	2.94	0.92	0.00	2.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
211	756.0	52.60	17.51	12.38	17.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-95	745.6	33.90	4.24	4.52	54.80	0.00	2.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-96	734.0	24.35	40.90	3.07	8.27	0.00	16.31	0.00	0.00	0.00	7.09	0.00
JMO-97	715.3	49.71	3.47	5.20	10.40	0.00	13.01	0.00	0.00	0.00	18.21	0.00
JMO-98	703.8	81.35	2.08	1.04	12.66	0.00	2.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-99	681.8	52.26	0.00	1.88	32.66	0.00	0.00	0.00	0.00	3.77	0.00	9.42
JMO-100	676.2	66.95	3.83	2.99	26.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-101	667.8	86.68	0.00	0.00	13.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
179	660.2	56.72	5.89	2.99	30.09	0.00	4.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-102	649.7	6.70	64.51	0.32	9.88	0.00	18.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-103	636.0	61.07	1.34	0.45	15.66	0.00	21.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
171	629.4	22.60	30.96	5.93	32.61	0.00	7.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-104	617.7	19.89	14.44	1.11	6.00	0.00	36.89	7.22	0.00	0.00	14.44	0.00
JMO-105	607.5	38.34	35.28	2.35	24.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
161	594.0	0.61	1.39	1.04	0.04	92.96	3.33	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-106	589.0	63.45	0.00	2.44	32.21	0.00	1.90	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-108	577.3	66.43	7.79	0.00	22.59	0.00	3.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-109	562.5	47.09	8.80	0.80	43.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-111	537.8	77.91	1.45	0.00	19.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.70	0.00
141	527.7	44.85	21.35	3.54	12.58	0.00	17.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-112	514.3	82.62	0.00	0.00	17.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-113	503.5	62.08	3.04	11.87	14.79	0.00	8.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-114	489.9	64.73	11.82	8.00	13.64	0.00	0.00	1.82	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-115	476.3	56.58	4.40	3.89	35.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-116	464.9	65.94	4.43	3.95	23.75	0.00	1.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-117	450.5	75.86	1.24	5.88	16.09	0.00	0.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-118	437.5	46.44	1.67	4.04	47.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-119	426.4	62.34	3.10	2.60	31.96	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-120	414.2	37.13	50.29	1.45	7.44	0.00	3.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-121	405.5	30.71	0.00	4.43	8.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	56.00	0.00
JMO-122	394.4	47.75	0.00	15.65	36.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-123	385.1	68.94	2.62	2.48	21.70	0.00	4.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-124	362.4	80.00	4.17	6.46	9.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Table 2: Pourcentages relatifs des différentes particules organiques observées dans les échantillons de la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur(m)	DO	LC	DG	MOAR	MOAG	Sp-Po	CI	Zoo	DDG	Mbr	DA
JMO-125	349.9	29.24	24.21	11.45	26.16	0.00	8.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-126	338.4	10.04	83.79	0.77	0.95	0.00	4.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-127	328.9	50.62	10.87	17.55	20.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
71	318.4	32.35	6.81	1.42	59.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-128	306.1	31.50	35.43	3.37	12.82	0.00	15.75	0.00	0.00	0.00	1.12	0.00
JMO-129	294.0	17.71	11.22	8.73	34.29	0.00	6.86	21.20	0.00	0.00	0.00	0.00
61	287.1	9.38	45.75	1.75	35.26	0.00	7.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-130	278.2	49.48	20.42	4.15	5.88	0.00	20.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
55	264.4	23.81	2.10	2.10	70.94	0.00	1.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
51	256.8	33.38	22.31	1.18	43.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
45	237.6	35.17	1.27	7.63	46.19	0.00	9.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42
JMO-131	227.3	31.21	0.80	1.34	11.78	0.00	54.34	0.00	0.00	0.00	0.54	0.00
JMO-132	217.3	34.54	11.86	0.52	51.55	0.00	1.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-133	203.9	23.59	2.56	5.13	33.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	35.38	0.00
JMO-134	197.5	34.31	33.51	0.80	26.06	0.00	5.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-135	183.8	53.61	16.35	11.06	18.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
21	179.2	34.82	3.04	1.52	55.06	0.00	5.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-300	144.0	83.77	0.00	0.00	16.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
11	138.0	57.58	3.06	4.59	30.17	0.00	4.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-301	127.3	77.64	4.99	2.69	14.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-303	115.0	20.67	37.56	10.49	22.33	0.00	6.40	0.00	0.00	0.00	2.56	0.00
JMO-305	112.0	54.94	4.73	9.46	27.00	0.00	3.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-308	89.8	50.69	6.22	8.29	17.05	0.00	5.76	0.00	0.00	0.00	11.98	0.00
1	87.0	38.95	0.00	35.16	25.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-309	54.0	40.99	1.06	15.96	37.73	0.00	4.26	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-310	42.0	74.76	10.82	2.00	10.18	0.00	1.44	0.00	0.00	0.00	0.80	0.00
JMO-311	36.0	41.60	11.46	0.00	20.06	0.00	4.42	0.00	0.00	0.00	22.46	0.00
JMO-312	24.0	51.74	0.00	5.26	43.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-313	16.0	76.94	16.02	0.58	6.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
JMO-314	0.0	58.67	11.41	4.44	13.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.85	0.00

Table 3: Valeurs des indices environnementaux pour les échantillons prélevés sur la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur(m)	IOx	IDS	ICV	IEL	IHy
Anj2	2306.7	0.14	0.18	2.71	41.52	0.06
Anj4	2238.7	0.06	1.05	10.32	93.49	0.07
Anj5	2234.7	0.02	5.17	35.29	166.04	0.00
JMO-23a	2172.7	0.21	0.57	2.62	0.00	0.19
JMO-23b	2172.7	0.53	0.48	0.27	0.00	1.04
JMO-24	2165.7	0.64	0.54	0.03	0.00	0.00
JMO-25	2157.7	0.71	0.34	0.05	0.00	0.14
JMO-26	2151.7	0.32	0.31	1.49	0.00	0.11
JMO-27	2144.7	0.66	0.17	0.03	0.00	0.34
JMO-28	2136.7	0.52	0.69	0.07	0.00	0.17
JMO-29	2129.7	0.16	0.93	4.21	0.00	0.20
JMO-30	2109.7	0.55	0.14	0.56	0.00	0.08
JMO-31	2098.7	0.60	0.19	0.20	0.00	0.38
JMO-32	2086.7	0.34	1.42	0.04	0.00	0.64
JMO-33	2071.7	0.63	0.46	0.03	2.95	0.15
JMO-34	2061.7	0.05	18.32	0.00	0.00	0.00
JMO-35	2047.7	0.51	0.90	0.06	0.00	0.36
751	2044.5	0.55	0.07	0.15	0.00	0.16
741	2027.8	0.55	0.41	0.02	0.00	0.07
JMO-36	2019.7	0.41	0.41	0.70	0.00	0.41
731	2014.1	0.40	0.40	0.13	0.00	2.07
JMO-37	2006.7	0.30	0.35	0.58	6.65	0.00
JMO-38	1994.1	0.13	2.59	2.35	0.00	0.13
721	1988.6	0.41	0.78	0.05	0.00	0.31
JMO-39	1967.9	0.74	0.15	0.00	0.00	0.04
709	1950.7	0.46	0.32	0.17	0.00	0.00
JMO-40	1943.0	0.05	8.55	7.89	0.00	0.89
JMO-40a	1943.0	0.45	0.38	0.48	0.00	1.04
JMO-41	1935.6	0.40	0.41	0.48	0.00	0.00
JMO-42	1918.1	0.45	0.68	0.13	0.00	0.35
681	1903.0	0.48	0.48	0.09	0.00	0.00
JMO-43	1893.8	0.13	0.34	5.08	0.00	2.14
JMO-44	1877.9	0.32	0.37	0.43	0.00	0.00
JMO-45	1867.7	0.22	0.95	0.97	0.00	0.02
671	1860.1	0.74	0.06	0.28	0.00	0.07
JMO-46	1851.1	0.42	1.04	0.00	0.00	0.16
661	1839.0	0.50	0.67	0.09	0.00	0.00
JMO-47	1825.5	0.41	0.51	0.65	0.00	0.10
JMO-48	1808.1	0.44	0.37	0.44	0.00	0.16
JMO-49	1795.4	0.56	0.55	0.10	0.00	0.23
JMO-50	1784.0	0.35	0.78	0.87	0.00	0.17
619	1748.8	0.53	0.54	0.24	0.00	0.04
603	1711.8	0.68	0.19	0.11	0.00	0.33
JMO-51	1706.0	0.56	0.48	0.13	0.00	0.01
JMO-52	1698.5	0.82	0.13	0.06	0.00	0.06
591	1691.1	0.53	0.35	0.21	0.00	0.10
JMO-53	1683.9	0.24	0.50	0.10	0.00	0.00
JMO-53a	1683.9	0.46	0.21	0.24	0.00	0.00
JMO-54	1675.1	0.48	0.76	0.22	0.00	0.03
JMO-55	1664.0	0.62	0.22	0.31	0.00	0.24
JMO-56	1645.4	0.46	0.58	0.49	0.00	0.28
JMO-57	1633.7	0.33	0.49	0.78	0.00	0.17

Table 3: Valeurs des indices environnementaux pour les échantillons prélevés sur la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur(m)	IOx	IDS	ICV	IEL	IHy
JMO-58	1630.0	0.67	0.10	0.24	0.00	0.45
JMO-59	1630.0	0.38	0.14	0.57	0.07	0.04
JMO-60	1630.0	0.28	0.20	1.10	0.00	0.06
JMO-61	1620.0	0.12	1.46	4.48	0.00	0.22
JMO-62	1608.4	0.65	0.13	0.29	0.00	0.03
JMO-63	1592.4	0.07	0.18	0.01	56.22	0.11
JMO-64	1581.9	0.04	2.41	14.39	426.32	0.00
JMO-65	1575.8	0.04	0.41	1.75	75.17	0.03
JMO-66	1559.3	0.15	2.77	0.76	39.63	0.00
JMO-67	1542.9	0.16	0.23	1.08	10.37	0.40
JMO-68	1530.7	0.53	0.35	0.15	0.00	0.33
511	1520.5	0.54	0.40	0.09	0.00	0.23
JMO-69	1498.1	0.68	0.25	0.06	0.00	0.60
JMO-70	1478.0	0.11	6.69	0.87	0.00	0.00
489	1462.0	0.66	0.22	0.06	0.00	0.10
JMO-71	1438.5	0.33	0.18	1.01	1.00	0.37
JMO-72	1435.2	0.61	0.33	0.26	0.00	0.39
JMO-73	1420.2	0.40	0.38	0.79	0.00	0.28
JMO-74	1405.9	0.45	0.55	0.30	0.00	0.06
JMO-75	1399.0	0.41	0.18	1.22	0.00	0.11
459	1392.7	0.29	1.03	0.28	0.00	0.23
447	1358.4	0.41	0.28	0.02	0.00	0.54
JMO-76	1325.0	0.46	0.35	0.52	0.00	0.04
JMO-77	1325.0	0.53	0.21	0.55	0.00	0.11
JMO-78	1302.9	0.62	0.17	0.36	0.00	0.16
JMO-79	1295.0	0.53	0.48	0.23	0.00	0.22
425	1285.8	0.25	0.03	1.49	0.00	0.00
JMO-80	1270.2	0.48	0.68	0.16	1.09	0.00
JMO-81	1259.9	0.31	0.76	1.06	0.00	0.33
407	1238.7	0.36	0.52	0.00	0.00	0.09
JMO-82	1226.1	0.49	0.60	0.40	0.00	0.07
JMO-83	1206.5	0.51	0.51	0.37	0.00	0.07
JMO-84	1187.1	0.59	0.48	0.07	0.00	0.74
JMO-1	1177.7	0.78	0.11	0.13	0.00	0.88
JMO-1b	1177.7	0.82	0.01	0.05	0.19	0.25
JMO-2	1167.3	0.68	0.16	0.20	0.00	0.96
JMO-3	1158.8	0.77	0.20	0.03	0.00	2.13
JMO-4	1145.7	0.45	0.43	0.58	0.00	0.00
JMO-5	1135.5	0.39	1.49	0.00	0.00	0.22
JMO-6	1125.6	0.00	143.20	471.20	16.20	#DIV/0!
JMO-7	1118.0	0.76	0.20	0.02	0.00	0.29
JMO-8	1108.6	0.79	0.07	0.06	0.00	0.23
JMO-9a	1095.8	0.44	0.62	0.12	0.00	0.00
JMO-9b	1095.8	0.38	0.66	0.63	0.00	0.04
JMO-10	1076.9	0.56	0.08	0.46	0.00	0.83
JMO-11	1069.9	0.44	0.73	0.27	0.00	0.25
JMO-12	1062.1	0.43	0.88	0.08	0.00	0.00
JMO-13	1057.5	0.82	0.15	0.03	0.00	0.11
JMO-14	1045.9	0.35	0.20	1.12	0.00	0.15
JMO-15	1038.3	0.41	0.73	0.57	0.00	0.21
JMO-16	1015.0	0.52	0.26	0.14	0.00	0.18
JMO-17	1011.2	0.52	0.22	0.47	0.00	0.29

Table 3: Valeurs des indices environnementaux pour les échantillons prélevés sur la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur(m)	IOx	IDS	ICV	IEL	IHy
307	998.6	0.30	0.54	1.60	0.00	0.07
JMO-18	982.5	0.36	1.14	0.10	0.00	0.18
JMO-19	974.6	0.79	0.22	0.02	0.00	0.09
JMO-20	965.4	0.47	0.55	0.16	0.00	0.01
JMO-21	957.6	0.54	0.54	0.24	0.00	0.00
JMO-22	939.0	0.49	0.59	0.17	0.00	0.00
JMO-85	928.6	0.39	1.32	0.06	0.00	0.46
JMO-86	915.9	0.47	0.41	0.18	0.00	0.39
JMO-87	901.0	0.61	0.13	0.09	0.00	0.79
JMO-88	886.7	0.49	0.67	0.08	0.00	0.21
251	874.2	0.58	0.57	0.01	0.00	0.04
JMO-89	868.5	0.63	0.55	0.03	0.00	0.20
JMO-90	852.4	0.74	0.24	0.12	0.00	0.82
233	835.4	0.67	0.26	0.11	0.00	0.13
JMO-91	817.9	0.55	0.21	0.32	0.00	0.41
JMO-92	802.6	0.67	0.24	0.16	0.00	1.18
JMO-93	783.0	0.49	0.16	0.51	0.00	0.16
JMO-94	767.5	0.13	0.07	6.36	0.00	0.24
211	756.0	0.53	0.33	0.33	0.00	0.69
JMO-95	745.6	0.34	1.62	0.13	0.00	0.16
JMO-96	734.0	0.24	0.34	1.68	0.00	1.71
JMO-97	715.3	0.50	0.21	0.07	0.00	0.24
JMO-98	703.8	0.81	0.16	0.03	0.00	0.16
JMO-99	681.8	0.52	0.63	0.00	0.00	0.20
JMO-100	676.2	0.67	0.39	0.06	0.00	0.33
JMO-101	667.8	0.87	0.15	0.00	0.00	0.07
179	660.2	0.57	0.53	0.10	0.00	0.11
JMO-102	649.7	0.07	1.48	9.63	0.00	0.00
JMO-103	636.0	0.61	0.26	0.02	0.00	0.33
171	629.4	0.23	1.44	1.37	0.00	0.39
JMO-104	617.7	0.20	0.30	0.73	0.00	0.61
JMO-105	607.5	0.38	0.63	0.92	0.00	1.20
161	594.0	0.09	0.07	2.27	151.73	0.03
JMO-106	589.0	0.63	0.51	0.00	0.00	0.75
JMO-108	577.3	0.66	0.34	0.12	0.00	2.66
JMO-109	562.5	0.47	0.92	0.19	0.00	0.35
JMO-111	537.8	0.78	0.26	0.02	0.00	0.05
141	527.7	0.45	0.28	0.48	0.00	0.86
JMO-112	514.3	0.83	0.21	0.00	0.00	0.03
JMO-113	503.5	0.62	0.24	0.05	0.00	0.40
JMO-114	489.9	0.65	0.21	0.18	0.00	0.33
JMO-115	476.3	0.57	0.62	0.08	0.00	0.14
JMO-116	464.9	0.66	0.36	0.07	0.00	1.00
JMO-117	450.5	0.76	0.21	0.02	0.00	0.37
JMO-118	437.5	0.46	1.03	0.04	0.00	0.12
JMO-119	426.4	0.62	0.51	0.05	0.00	0.14
JMO-120	414.2	0.37	0.20	1.35	0.00	0.30
JMO-121	405.5	0.31	0.29	0.00	0.00	0.04
JMO-122	394.4	0.48	0.77	0.00	0.00	0.10
JMO-123	385.1	0.69	0.31	0.04	0.00	0.27
JMO-124	362.4	0.80	0.12	0.05	0.00	0.31
JMO-125	349.9	0.29	0.89	0.83	0.00	0.11

Table 3: Valeurs des indices environnementaux pour les échantillons prélevés sur la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur(m)	IOx	IDS	ICV	IEL	IHy
JMO-126	338.4	0.10	0.10	8.35	0.00	4.20
JMO-127	328.9	0.51	0.41	0.21	0.00	0.11
71	318.4	0.32	1.84	0.21	0.00	0.00
JMO-128	306.1	0.31	0.41	1.13	0.00	0.03
JMO-129	294.0	0.18	1.94	0.63	0.00	0.00
61	287.1	0.09	3.76	4.88	0.00	0.00
JMO-130	278.2	0.49	0.12	0.41	0.00	0.11
55	264.4	0.24	2.98	0.09	0.00	0.02
51	256.8	0.33	1.29	0.67	0.00	0.00
45	237.6	0.35	1.31	0.04	0.00	0.11
JMO-131	227.3	0.31	0.38	0.03	0.00	0.00
JMO-132	217.3	0.35	1.49	0.34	0.00	0.00
JMO-133	203.9	0.24	1.41	0.11	0.00	0.00
JMO-134	197.5	0.34	0.76	0.98	0.00	1.21
JMO-135	183.8	0.54	0.35	0.30	0.00	0.73
21	179.2	0.35	1.58	0.09	0.00	0.37
JMO-300	144.0	0.84	0.19	0.00	0.00	0.13
11	138.0	0.58	0.52	0.05	0.00	0.05
JMO-301	127.3	0.78	0.19	0.06	0.00	1.79
JMO-303	115.0	0.21	1.08	1.82	0.00	1.19
JMO-305	112.0	0.55	0.49	0.09	0.00	0.38
JMO-308	89.8	0.51	0.34	0.12	0.00	1.06
1	87.0	0.39	0.66	0.00	0.00	0.01
JMO-309	54.0	0.41	0.92	0.03	0.00	0.40
JMO-310	42.0	0.75	0.14	0.14	0.00	1.28
JMO-311	36.0	0.42	0.48	0.28	0.00	0.20
JMO-312	24.0	0.52	0.83	0.00	0.00	0.10
JMO-313	16.0	0.77	0.08	0.21	0.00	1.04
JMO-314	0.0	0.59	0.23	0.19	0.00	0.95

Table 4: Pourcentages relatifs des différents minéraux lourds observés dans les échantillons de la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur (m)	Ep	Tr	Ap	Zr	Ho	Gt	Il	Li	Ba	Px	Ru	Lc	An
JHM-12	2172.7	3.36	9.59	5.28	10.31	9.35	3.84	22.06	2.16	25.66	0.96	1.20	4.80	1.44
JHM-13	2136.7	21.11	4.64	1.16	2.09	8.35	1.39	22.27	15.78	15.55	3.71	1.16	2.32	0.46
JHM-14	2086.7	35.48	5.71	0.95	1.67	4.05	0.95	16.67	6.90	20.48	2.62	0.48	3.33	0.71
JHM-15	2047.7	4.26	4.26	5.20	11.82	3.55	1.18	21.28	10.40	34.52	2.13	0.24	0.95	0.24
JHM-16	1994.1	5.91	5.91	0.71	3.78	7.09	1.18	26.71	17.49	27.42	1.42	0.47	1.42	0.47
JHM-17	1943.0	8.43	5.06	3.61	7.47	4.10	0.72	18.31	10.84	37.35	2.17	0.48	0.96	0.48
JHM-18	1893.8	4.30	4.77	5.97	15.51	3.58	3.10	15.04	8.35	35.56	0.48	1.43	1.19	0.72
JHM-19	1859.1	2.51	2.05	2.73	2.51	2.51	0.23	7.06	5.92	70.39	2.51	0.91	0.46	0.23
JHM-20	1813.4	5.13	2.20	0.73	1.22	4.89	1.71	6.85	3.67	66.01	6.60	0.24	0.49	0.24
JHM-21	1784.0	6.46	3.06	0.68	3.40	5.78	6.97	9.86	4.08	54.42	2.72	0.85	1.36	0.34
JHM-22	1700.0	6.05	3.38	2.85	10.32	4.27	3.74	14.77	2.85	45.91	1.96	1.78	1.96	0.18
JHM-23	1645.4	14.41	3.81	2.97	5.51	5.72	5.93	18.22	6.36	30.08	2.54	2.12	1.91	0.42
JHM-24	1620.0	5.97	11.94	2.74	4.73	9.70	7.46	26.62	9.20	15.42	3.98	0.75	1.24	0.25
JHM-25	1591.6	7.62	11.67	3.57	7.86	5.00	3.33	13.33	0.48	42.14	0.95	0.48	1.67	1.90
JHM-26	1563.2	0.21	7.10	14.82	22.96	6.89	4.18	22.76	1.46	13.99	0.00	1.46	2.71	1.46
JHM-27	1534.8	2.80	3.97	17.06	29.91	5.84	1.40	16.12	0.70	14.72	0.23	1.40	4.44	1.40
JHM-30	1478.0	3.60	5.18	9.46	14.64	5.18	2.48	18.47	12.61	18.02	6.53	0.90	1.58	1.35
JHM-31	1437.0	5.34	4.85	7.28	17.48	4.85	3.40	12.86	5.34	25.97	4.13	1.94	4.37	2.18
JHM-32	1405.9	5.66	2.49	0.45	1.58	3.62	0.00	9.95	6.33	63.12	3.17	0.00	2.26	1.36
JHM-33	1326.0	6.83	9.79	4.78	7.52	6.61	0.68	15.03	6.83	30.75	5.47	0.68	2.51	2.51
JHM-34	1270.2	5.39	4.59	6.39	11.38	5.39	3.79	13.97	7.98	35.73	2.99	0.40	1.20	0.80
JHM-35	1240.9	5.23	4.02	5.43	13.08	5.23	1.61	18.71	16.70	20.93	5.63	0.80	1.21	1.41
JHM-36	1206.5	3.09	3.30	0.41	1.03	5.77	2.68	4.12	3.09	71.75	2.68	0.00	1.03	1.03
JHM-1	1177.7	12.44	3.98	5.72	10.70	0.25	1.49	15.92	13.93	27.11	0.00	0.50	3.98	3.98
JHM-2	1158.8	9.41	1.49	9.90	11.88	0.74	1.49	14.60	15.10	28.96	1.24	0.25	3.47	1.49
JHM-3	1135.5	13.89	4.17	13.19	15.97	0.69	1.62	8.10	13.89	23.61	0.23	0.00	2.55	2.08
JHM-4	1108.6	11.72	5.26	11.48	13.64	0.00	2.63	12.44	14.59	22.97	0.24	0.00	4.31	0.72
JHM-5	1076.9	14.64	4.47	4.71	7.44	0.99	7.69	25.31	17.12	14.14	0.50	0.00	2.23	0.74
JHM-6	1062.0	9.24	2.67	4.93	7.80	0.41	4.93	12.73	6.57	48.05	1.03	0.00	1.23	0.41
JHM-7	1045.9	15.74	5.25	3.28	5.90	1.64	7.54	16.39	7.21	30.82	0.98	0.33	3.61	1.31
JHM-8	1016.0	12.36	3.25	8.89	15.40	0.43	10.85	17.14	9.54	17.35	0.87	0.00	2.39	1.52
JHM-9	982.5	7.79	2.19	5.84	13.14	0.00	3.41	16.30	11.19	36.98	0.00	0.00	2.43	0.73
JHM-10	965.4	10.59	1.13	1.35	2.48	3.83	2.25	7.66	9.46	56.31	2.03	0.45	1.58	0.90
JHM-11	945.7	7.14	4.05	7.38	11.19	7.62	1.67	13.10	13.10	31.19	1.67	0.48	0.95	0.48
JHM-37	928.6	7.80	13.95	1.42	4.26	13.24	3.78	18.68	17.73	10.64	4.26	0.24	1.89	2.13
JHM-38	899.6	6.57	12.08	3.39	7.84	8.69	1.91	17.58	13.98	20.34	3.81	0.00	2.33	1.48
JHM-39	868.5	3.99	6.87	2.00	6.65	8.43	1.77	29.49	17.96	17.07	3.10	0.00	1.11	1.55
JHM-40	817.9	6.94	5.59	5.37	14.09	5.59	4.47	11.41	12.98	26.17	2.68	0.67	1.34	2.68
JHM-42	745.6	2.43	2.43	0.97	6.07	4.61	1.21	11.17	8.98	53.88	3.40	0.73	2.18	1.94
JHM-43	712.6	6.54	10.17	4.36	13.80	7.99	5.08	13.80	12.59	17.92	2.91	0.00	3.15	1.69
JHM-44	681.8	4.45	10.38	3.18	13.56	9.75	4.03	14.19	19.70	12.29	3.39	0.42	1.91	2.75
JHM-45	649.7	7.69	7.45	2.40	5.05	7.93	2.40	9.86	32.93	14.18	4.09	0.96	2.16	2.88
JHM-46	617.7	11.48	7.73	1.32	4.19	6.18	1.55	10.60	28.70	14.35	7.06	0.88	3.09	2.87
JHM-47	589.0	8.27	9.49	1.95	6.57	8.03	2.43	16.06	26.52	11.92	6.08	0.00	1.46	1.22
JHM-48	562.5	7.45	6.81	0.64	2.55	6.81	1.91	9.36	22.77	34.26	3.83	0.21	1.70	1.70
JHM-49	537.8	5.71	4.79	2.28	8.68	5.94	2.97	11.42	14.61	36.30	3.65	0.00	1.60	2.05
JHM-50	514.3	5.26	8.55	1.32	3.95	8.33	2.41	20.83	33.77	10.53	3.07	0.22	0.88	0.88
JHM-51	489.9	8.79	6.65	3.09	7.60	5.94	2.85	13.54	23.28	20.43	4.28	0.95	1.19	1.43
JHM-52	464.9	2.96	2.05	0.68	1.37	1.82	0.68	2.51	14.12	70.39	0.68	0.23	1.82	0.68
JHM-54	414.2	8.19	6.75	0.24	2.41	10.84	2.17	14.94	24.82	22.41	6.27	0.48	0.48	0.00
JHM-55	394.4	12.04	6.56	0.88	1.53	7.22	2.41	6.13	42.23	10.07	6.78	0.22	2.41	1.53
JHM-56	362.4	12.09	3.79	0.71	1.66	4.74	1.42	4.27	34.12	27.73	7.82	0.24	0.71	0.71

Table 4: Pourcentages relatifs des différents minéraux lourds observés dans les échantillons de la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur (m)	Ep	Tr	Ap	Zr	Ho	Gt	Il	Li	Ba	Px	Ru	Lc	An
JHM-57	338.4	5.00	8.48	1.96	9.13	11.30	2.39	12.39	23.26	18.48	6.09	0.00	1.30	0.22
JHM-58	316.9	13.04	8.47	1.37	3.89	6.64	2.75	4.81	35.70	11.21	9.38	1.37	0.69	0.69
JHM-59	294.0	7.51	5.87	5.63	18.54	7.28	3.05	7.04	22.30	16.43	4.93	0.00	1.17	0.23
JHM-60	278.2	7.38	5.48	5.00	11.67	8.81	1.90	10.00	20.71	20.24	6.43	0.00	1.67	0.71
JHM-61	236.2	4.81	5.95	5.03	21.74	8.47	5.26	14.42	13.50	13.27	6.41	0.00	0.46	0.69
JHM-62	217.3	12.84	5.19	0.49	1.98	6.42	8.40	15.06	29.88	9.14	8.40	0.49	1.48	0.25
JHM-63	197.5	9.44	7.42	1.12	1.35	5.84	4.94	8.76	39.55	9.89	9.66	0.00	1.35	0.67

Table 5: Valeurs des indices AT et ZTR pour les échantillons prélevés sur la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur (m)	AT	ZTR
JHM-12	2172.7	35.5	21.1
JHM-13	2136.7	20.0	7.9
JHM-14	2086.7	14.3	7.9
JHM-15	2047.7	55.0	16.3
JHM-16	1994.1	10.7	10.2
JHM-17	1943.0	41.7	13.0
JHM-18	1893.8	55.6	21.7
JHM-19	1859.1	57.1	5.5
JHM-20	1813.4	25.0	3.7
JHM-21	1784.0	18.2	7.3
JHM-22	1700.0	45.7	15.5
JHM-23	1645.4	43.8	11.4
JHM-24	1620.0	18.6	17.4
JHM-25	1591.6	23.4	20.0
JHM-26	1563.2	67.6	31.5
JHM-27	1534.8	81.1	35.3
JHM-30	1478.0	64.6	20.7
JHM-31	1437.0	60.0	24.3
JHM-32	1405.9	15.4	4.1
JHM-33	1326.0	32.8	18.0
JHM-34	1270.2	58.2	16.4
JHM-35	1240.9	57.4	17.9
JHM-36	1206.5	11.1	4.3
JHM-1	1177.7	59.0	15.2
JHM-2	1158.8	87.0	13.6
JHM-3	1135.5	76.0	20.1
JHM-4	1108.6	68.6	18.9
JHM-5	1076.9	51.4	11.9
JHM-6	1062.0	64.9	10.5
JHM-7	1045.9	38.5	11.5
JHM-8	1016.0	73.2	18.7
JHM-9	982.5	72.7	15.3
JHM-10	965.4	54.5	4.1
JHM-11	945.7	64.6	15.7
JHM-37	928.6	9.2	18.4
JHM-38	899.6	21.9	19.9
JHM-39	868.5	22.5	13.5
JHM-40	817.9	49.0	20.4
JHM-42	745.6	28.6	9.2
JHM-43	712.6	30.0	24.0
JHM-44	681.8	23.4	24.4
JHM-45	649.7	24.4	13.5
JHM-46	617.7	14.6	12.8
JHM-47	589.0	17.0	16.1
JHM-48	562.5	8.6	9.6
JHM-49	537.8	32.3	13.5
JHM-50	514.3	13.3	12.7
JHM-51	489.9	31.7	15.2
JHM-52	464.9	25.0	3.6
JHM-54	414.2	3.4	9.6
JHM-55	394.4	11.8	8.3
JHM-56	362.4	15.8	5.7

Table 5: Valeurs des indices AT et ZTR pour les échantillons prélevés sur la Jingou He.

N° Ech	Epaisseur (m)	AT	ZTR
JHM-57	338.4	18.8	17.6
JHM-58	316.9	14.0	13.7
JHM-59	294.0	49.0	24.4
JHM-60	278.2	47.7	17.1
JHM-61	236.2	45.8	27.7
JHM-62	217.3	8.7	7.7
JHM-63	197.5	13.2	8.8

Table 6: Pourcentages de Carbone Organique Total des échantillons de la Kuitun He.

N°Ech	Epaisseur (m)	COT(%)
MO-685	1585.68	0.01
Org-20	1574.54	0.02
KMO-1	1557.49	0.01
KMO-3	1538.72	0.02
Org-19	1520.97	0.02
MO-659	1487.29	0.02
KMO-5	1482.36	0.01
KMO-6	1466.88	0.05
MO-649	1455.13	0.01
Org-17	1443.29	0.02
KMO-7	1429.26	0.01
Org-16	1415.06	0.01
KMO-9	1396.44	0.01
KMO-10	1386.62	0.01
MO-631	1372.00	0.02
Org-14	1358.15	0.02
KMO-11	1338.69	0.02
KMO-12	1326.13	0.01
KMO-13	1306.82	0.01
KMO-14	1296.62	0.01
Org-11	1270.75	0.02
KMO-15	1260.77	0.01
KMO-16	1231.97	0.01
KMO-17	1213.54	0.02
KMO-18	1198.78	0.01
KMO-19	1188.27	0.01
KMO-20	1163.02	0.02
KMO-21	1146.74	0.02
KMO-22	1119.61	0.01
Org-06	1111.76	0.05
KMO-24	1092.73	0.02
Org-05	1085.43	0.01
KMO-25	1059.69	0.01
KMO-26	1027.65	0.02
Org-03	1017.15	0.03
KMO-29	1000.78	0.02
KMO-30	988.72	0.02
KMO-31	979.83	0.02
KMO-32	950.83	0.02
KMO-33	940.60	0.03
KMO-34	898.97	0.02
KMO-35	878.87	0.02
KMO-36	793.32	0.01
KMO-37	781.57	0.01
KMO-38	769.04	0.01
KMO-39	759.88	0.01
MO-300	750.29	0.01
KMO-40	735.81	0.04
KMO-42	720.03	0.01
KMO-43	694.00	0.01
KMO-44	663.44	0.01
KMO-45	647.47	0.01

Table 6: Pourcentages de Carbone Organique Total des échantillons de la Kuitun He.

N°Ech	Epaisseur (m)	COT(%)
KMO-46	631.55	0.02
KMO-47	597.28	0.01
KMO-48	582.13	0.01
KMO-49	565.35	0.02
KMO-50	553.22	0.01
KMO-51	542.60	0.01
KMO-52	526.27	0.01
KMO-53	509.79	0.01
KMO-54	485.91	0.01
KMO-55	480.00	0.01
MO-125	463.96	0.01
KMO202	454.07	0.01
KMO206	435.24	0.01
KMO208	424.07	0.04
KMO212	414.17	0.03
KMO214	404.42	0.01
KMO216	395.47	0.01
KMO219	386.07	0.02
KMO222	375.53	0.01
KMO226	354.30	0.01
KMO227	286.23	0.01
K03-31	135.14	0.03

Table 7: Pourcentages relatifs des différentes particules organiques observées dans les échantillons de la Kuitun He.

N° Ech	Epaisseur (m)	DO	LC	DG	MOAR	MOAG	Sp-Po	CI	Zoo	DDG	Mbr	DA
MO-685	1585.68	27.25	32.06	3.08	28.76	0.00	8.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Org-20	1574.54	3.03	62.80	1.25	30.78	0.00	2.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-1	1557.49	37.93	1.09	9.35	50.54	0.00	1.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-3	1538.72	33.19	22.56	11.21	27.22	0.00	5.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Org-19	1520.97	9.78	85.88	0.00	3.88	0.00	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MO-659	1487.29	37.58	1.63	10.13	44.61	0.00	6.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-5	1482.36	69.04	4.23	0.00	20.38	0.00	6.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-6	1466.88	40.76	17.58	8.59	14.32	0.00	11.07	0.00	0.00	0.00	3.91	3.78
MO-649	1455.13	92.71	0.00	0.00	7.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Org-17	1443.29	55.02	5.19	1.15	38.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-7	1429.26	41.14	0.00	41.55	1.39	0.00	13.85	0.00	0.00	0.00	1.39	0.69
Org-16	1415.06	30.65	16.00	1.78	51.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-9	1396.44	12.84	62.45	6.16	7.48	0.00	2.20	0.00	0.00	0.00	7.04	1.85
KMO-10	1386.62	31.91	8.29	9.25	30.66	0.00	3.31	0.00	0.00	0.00	10.36	6.22
MO-631	1372.00	47.38	3.19	0.00	21.33	0.00	14.05	0.00	0.00	0.00	14.05	0.00
Org-14	1358.15	44.54	28.55	1.09	20.12	0.00	5.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-11	1338.69	12.77	61.97	1.66	19.52	0.00	4.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-12	1326.13	38.58	7.56	9.07	31.64	0.00	1.33	0.00	0.00	0.00	11.82	0.00
KMO-13	1306.82	26.03	47.89	0.00	20.61	0.00	5.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-14	1296.62	44.85	19.14	0.00	30.13	0.00	2.45	0.00	0.00	0.00	3.43	0.00
Org-11	1270.75	40.28	35.59	4.05	17.26	0.00	2.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-15	1260.77	24.34	30.26	3.29	33.03	0.00	9.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-16	1231.97	16.17	75.56	1.10	7.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-17	1213.54	13.93	67.65	0.25	15.70	0.00	2.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-18	1198.78	25.78	57.58	1.30	11.00	0.00	4.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-19	1188.27	68.21	0.00	0.00	7.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	24.08	0.00
KMO-20	1163.02	27.25	19.11	2.84	26.14	0.00	20.96	0.00	0.00	0.00	3.70	0.00
KMO-21	1146.74	16.96	63.38	7.37	10.17	0.00	2.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-22	1119.61	48.90	26.01	0.00	18.36	0.00	6.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Org-06	1111.76	22.23	52.28	2.64	16.04	0.00	2.83	0.00	0.00	0.00	3.96	0.00
KMO-24	1092.73	44.35	10.87	26.26	18.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Org-05	1085.43	15.21	65.40	2.29	10.33	0.00	0.00	4.82	0.34	0.00	1.61	0.00
KMO-25	1059.69	64.24	1.25	1.57	28.63	0.00	4.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-26	1027.65	36.26	40.26	3.77	17.74	0.00	1.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Org-03	1017.15	63.64	0.00	11.36	16.67	0.00	8.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-29	1000.78	17.61	45.75	4.53	31.42	0.00	0.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-30	988.72	30.08	31.26	5.25	28.05	0.00	5.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-31	979.83	46.01	7.69	1.68	18.60	0.00	23.50	0.00	0.00	0.00	0.00	2.52
KMO-32	950.83	96.73	0.00	0.00	1.82	1.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-33	940.60	21.42	29.30	5.33	17.05	15.98	0.00	0.00	0.00	0.00	10.92	0.00
KMO-34	898.97	42.80	22.23	4.40	21.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.80	0.00
KMO-35	878.87	11.87	31.24	3.47	53.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-36	793.32	30.10	32.62	6.18	8.02	0.00	6.83	0.00	0.00	0.00	16.25	0.00
KMO-37	781.57	73.46	4.88	5.95	7.69	0.00	8.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-38	769.04	52.60	0.00	3.00	38.14	0.00	3.47	0.00	0.00	0.00	2.80	0.00
KMO-39	759.88	17.29	7.86	0.00	71.90	0.00	2.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MO-300	750.29	63.87	0.00	4.00	21.33	0.00	10.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-40	735.81	39.84	12.70	7.57	33.06	0.00	6.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-42	720.03	74.97	0.00	3.41	19.66	0.00	1.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-43	694.00	4.70	84.42	3.75	6.31	0.00	0.39	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-44	663.44	69.35	2.60	1.30	26.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-45	647.47	15.37	60.24	2.29	17.53	0.00	4.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Table 7: Pourcentages relatifs des différentes particules organiques observées dans les échantillons de la Kuitun He.

N° Ech	Epaisseur (m)	DO	LC	DG	MOAR	MOAG	Sp-Po	CI	Zoo	DDG	Mbr	DA
KMO-46	631.55	40.48	14.37	0.00	43.99	0.00	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MO-225	624.13	50.57	8.45	0.45	13.92	0.00	26.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-47	597.28	44.42	7.00	0.00	45.33	0.00	3.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-48	582.13	75.30	8.04	0.00	16.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MO-200	578.22	45.08	5.44	0.00	42.49	0.00	6.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-49	565.35	43.91	5.08	3.05	29.95	0.00	7.61	0.00	0.00	0.00	3.05	7.36
KMO-50	553.22	50.19	3.89	0.00	28.40	0.00	7.78	0.00	0.00	0.00	0.00	9.73
KMO-51	542.60	39.66	14.60	0.00	39.90	0.00	5.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-52	526.27	72.08	5.84	4.10	17.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-53	509.79	36.86	46.54	1.89	14.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO-54	485.91	58.26	2.33	3.39	33.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.97
KMO-55	480.00	41.95	12.17	9.16	19.61	0.00	11.45	1.79	0.00	0.00	3.22	0.64
MO-125	463.96	25.90	23.94	3.26	28.18	0.00	17.10	0.00	0.00	0.00	0.00	1.63
KMO202	454.07	81.55	8.91	1.53	6.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.15
KMO206	435.24	51.76	13.01	2.94	32.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO208	424.07	12.44	80.33	0.00	0.00	0.00	3.47	0.00	0.00	0.00	3.75	0.00
KMO212	414.17	98.42	0.00	1.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO214	404.42	97.23	0.00	2.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO216	395.47	3.23	80.99	0.59	3.35	8.97	2.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO219	386.07	67.71	2.29	0.00	29.08	0.00	0.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO222	375.53	62.96	33.50	0.00	1.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.07	0.00
KMO226	354.30	10.66	88.24	0.00	1.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
KMO227	286.23	72.99	17.59	1.73	3.47	0.00	0.74	0.00	0.00	0.00	3.47	0.00
K03-31	135.14	75.83	16.16	1.27	1.72	0.00	0.00	0.00	0.00	5.03	0.00	0.00

Table 8: Valeurs des indices environnementaux pour les échantillons prélevés sur la Kuitun He.

N° Ech	Epaisseur (m)	IOx	IDS	ICV	IEL	IHy
MO-685	1585.68	0.3	1.1	1.2	0.0	2.0
Org-20	1574.54	0.0	10.2	20.7	0.0	0.3
KMO-1	1557.49	0.4	1.3	0.0	0.0	1.3
KMO-3	1538.72	0.3	0.8	0.7	0.0	0.1
Org-19	1520.97	0.1	0.4	8.8	0.0	2.1
MO-659	1487.29	0.4	1.2	0.0	0.0	0.2
KMO-5	1482.36	0.7	0.3	0.1	0.0	1.0
KMO-6	1466.88	0.4	0.4	0.4	0.0	0.5
MO-649	1455.13	0.9	0.1	0.0	0.0	0.4
Org-17	1443.29	0.6	0.7	0.1	0.0	1.3
KMO-7	1429.26	0.4	0.0	0.0	0.0	1.3
Org-16	1415.06	0.3	1.7	0.5	0.0	0.4
KMO-9	1396.44	0.1	0.6	4.9	0.0	0.1
KMO-10	1386.62	0.3	1.0	0.3	0.0	0.3
MO-631	1372.00	0.5	0.5	0.1	0.0	0.1
Org-14	1358.15	0.4	0.5	0.6	0.0	0.3
KMO-11	1338.69	0.1	1.5	4.9	0.0	0.6
KMO-12	1326.13	0.4	0.8	0.2	0.0	0.3
KMO-13	1306.82	0.3	0.8	1.8	0.0	0.3
KMO-14	1296.62	0.4	0.7	0.4	0.0	0.1
Org-11	1270.75	0.4	0.4	0.9	0.0	1.0
KMO-15	1260.77	0.2	1.4	1.2	0.0	0.1
KMO-16	1231.97	0.2	0.4	4.7	0.0	0.2
KMO-17	1213.54	0.1	1.1	4.9	0.0	0.4
KMO-18	1198.78	0.3	0.4	2.2	0.0	0.8
KMO-19	1188.27	0.7	0.1	0.0	0.0	0.3
KMO-20	1163.02	0.3	1.0	0.7	0.0	0.3
KMO-21	1146.74	0.2	0.6	3.7	0.0	1.2
KMO-22	1119.61	0.5	0.4	0.5	0.0	0.9
Org-06	1111.76	0.2	0.7	2.4	0.0	0.0
KMO-24	1092.73	0.4	0.4	0.2	0.0	0.4
Org-05	1085.43	0.2	0.7	4.3	0.0	0.2
KMO-25	1059.69	0.6	0.4	0.0	0.0	0.5
KMO-26	1027.65	0.4	0.5	1.1	0.0	0.1
Org-03	1017.15	0.6	0.3	0.0	0.0	0.3
KMO-29	1000.78	0.2	1.8	2.6	0.0	0.3
KMO-30	988.72	0.3	0.9	1.0	0.0	1.4
KMO-31	979.83	0.5	0.4	0.2	0.0	0.7
KMO-32	950.83	1.0	0.0	0.0	0.0	1.4
KMO-33	940.60	0.3	0.8	1.4	0.7	0.0
KMO-34	898.97	0.4	0.5	0.5	0.0	0.5
KMO-35	878.87	0.1	4.5	2.6	0.0	0.5
KMO-36	793.32	0.3	0.3	1.1	0.0	4.8
KMO-37	781.57	0.7	0.1	0.1	0.0	1.6
KMO-38	769.04	0.5	0.7	0.0	0.0	1.8
KMO-39	759.88	0.2	4.2	0.5	0.0	0.4
MO-300	750.29	0.6	0.3	0.0	0.0	0.7
KMO-40	735.81	0.4	0.8	0.3	0.0	5.2
KMO-42	720.03	0.7	0.3	0.0	0.0	0.9
KMO-43	694.00	0.0	1.3	18.0	0.0	0.4
KMO-44	663.44	0.7	0.4	0.0	0.0	0.1
KMO-45	647.47	0.2	1.1	3.9	0.0	1.3

Table 8: Valeurs des indices environnementaux pour les échantillons prélevés sur la Kuitun He.

N° Ech	Epaisseur (m)	IOx	IDS	ICV	IEL	IHy
KMO-46	631.55	0.4	1.1	0.4	0.0	0.6
MO-225	624.13	0.5	0.3	0.2	0.0	0.6
KMO-47	597.28	0.4	1.0	0.2	0.0	0.9
KMO-48	582.13	0.8	0.2	0.1	0.0	0.3
MO-200	578.22	0.5	0.9	0.1	0.0	0.0
KMO-49	565.35	0.4	0.7	0.1	0.0	0.2
KMO-50	553.22	0.5	0.6	0.1	0.0	0.3
KMO-51	542.60	0.4	1.0	0.4	0.0	0.9
KMO-52	526.27	0.7	0.2	0.1	0.0	0.3
KMO-53	509.79	0.4	0.4	1.3	0.0	0.8
KMO-54	485.91	0.6	0.6	0.0	0.0	0.9
KMO-55	480.00	0.4	0.5	0.3	0.0	0.3
MO-125	463.96	0.3	1.1	0.9	0.0	0.6
KMO202	454.07	0.8	0.1	0.1	0.0	0.4
KMO206	435.24	0.5	0.6	0.3	0.0	0.7
KMO208	424.07	0.1	0.0	6.5	0.0	1.5
KMO212	414.17	1.0	0.0	0.0	0.0	0.3
KMO214	404.42	1.0	0.0	0.0	0.0	0.5
KMO216	395.47	0.0	1.0	25.1	2.8	0.1
KMO219	386.07	0.7	0.4	0.0	0.0	1.0
KMO222	375.53	0.6	0.0	0.5	0.0	15.8
KMO226	354.30	0.1	0.1	8.3	0.0	4.3
KMO227	286.23	0.7	0.0	0.2	0.0	3.1
K03-31	135.14	0.8	0.0	0.2	0.0	0.8

Table 9: Pourcentages relatifs des différents minéraux lourds observés dans les échantillons de la Kuitun He.

N° Ech	Epaisseur (m)	Ep	Tr	Ap	Zr	Ho	Gt	Il	Li	Ba	Px	Ru	Lc	An
KHM-1	1557.5	5.75	6.90	2.76	2.53	12.64	4.60	27.13	6.90	25.75	2.53	0.46	1.84	0.23
KHM-2	1538.7	4.81	6.73	3.37	2.40	6.49	4.81	22.60	7.21	37.02	3.13	0.24	1.20	0.00
KHM-3	1504.3	7.58	9.54	0.24	0.98	9.29	5.87	37.41	6.60	16.63	2.20	1.22	2.44	0.00
KHM-4	1466.9	2.72	1.98	5.45	5.20	3.71	0.99	33.42	6.44	37.38	0.99	0.25	1.24	0.25
KHM-5	1410.5	6.44	6.44	1.19	2.39	7.16	3.10	31.98	7.64	26.97	3.34	0.00	2.86	0.48
KHM-6	1386.6	5.75	4.37	3.45	3.91	6.67	11.72	32.18	12.64	13.79	1.84	1.38	1.61	0.69
KHM-7	1356.6	2.05	4.86	2.30	3.32	6.39	7.42	40.92	7.93	21.74	0.77	0.26	1.79	0.26
KHM-8	1338.7	4.04	5.30	7.07	7.07	3.03	2.53	25.76	12.12	22.98	2.53	0.76	4.29	2.53
KHM-9	1306.8	2.71	6.79	3.39	3.62	4.07	2.94	33.48	13.80	20.14	2.94	0.00	3.85	2.26
KHM-10	1278.7	18.93	3.64	0.24	0.49	3.88	2.91	17.23	32.04	6.80	10.68	0.24	2.18	0.73
KHM-11	1246.4	7.49	6.20	1.29	1.29	4.39	1.81	37.98	14.21	12.40	7.75	0.00	2.58	2.58
KHM-12	1213.5	7.28	9.86	0.70	3.29	5.63	4.69	30.99	12.21	17.84	4.46	0.00	2.35	0.70
KHM-13	1188.3	3.10	5.58	0.62	0.83	4.13	0.62	26.45	5.17	47.52	1.65	0.21	3.31	0.83
KHM-14	1146.7	2.46	10.10	0.00	0.99	7.88	0.74	45.32	11.58	13.79	2.22	0.99	2.96	0.99
KHM-15	1119.6	10.90	8.23	0.48	0.48	4.12	1.94	19.61	15.25	29.78	3.63	0.24	3.87	1.45
KHM-17	1081.7	13.24	2.70	0.00	0.00	3.51	0.27	11.08	49.46	5.68	11.89	0.00	0.81	1.35
KHM-18	1059.7	9.09	6.31	1.01	1.26	4.80	5.05	22.22	18.18	25.51	3.79	0.00	1.77	1.01
KHM-19	1027.6	5.99	6.39	2.79	2.40	3.39	7.78	36.13	15.77	15.17	2.20	0.00	1.80	0.20
KHM-20	1012.9	4.02	7.19	0.42	2.33	2.96	5.50	19.45	9.73	38.05	6.34	0.00	2.75	1.27
KHM-21	988.7	5.04	7.68	1.54	2.63	5.92	6.14	35.75	5.04	20.61	5.26	0.22	3.07	1.10
KHM-22	972.0	9.58	3.74	0.00	0.47	2.10	3.50	31.07	32.94	10.51	4.21	0.00	0.93	0.93
KHM-23	940.6	6.57	9.09	0.25	1.52	6.57	6.06	45.20	5.05	10.61	6.06	0.00	2.78	0.25
KHM-24	916.9	8.24	9.35	0.22	0.00	5.35	4.01	28.29	21.16	13.36	4.23	0.00	4.90	0.89
KHM-25A	899.9	2.30	8.05	2.68	6.90	2.87	4.21	39.85	13.41	12.64	2.30	0.38	2.68	1.72
KHM-25B	878.9	2.40	13.10	1.53	2.84	4.59	11.79	38.43	10.48	6.77	3.93	0.00	3.49	0.66
KHM-27	836.9	3.16	13.87	1.95	2.68	3.16	7.54	44.04	7.54	9.98	2.92	0.00	2.19	0.97
KHM-28	804.5	5.64	10.65	0.84	0.42	3.97	3.76	30.27	17.54	17.12	4.18	0.00	3.55	2.09
KHM-29	781.6	3.64	14.12	1.14	1.14	6.15	7.97	41.91	7.97	10.02	2.51	0.00	2.73	0.68
KHM-30	759.9	4.91	14.74	1.32	0.95	3.40	4.16	25.14	18.53	22.31	2.08	0.00	1.32	1.13
KHM-31	735.8	4.89	8.80	0.73	0.24	2.93	1.71	67.24	4.40	5.13	3.18	0.00	0.73	0.00
KHM-32	699.8	3.19	21.57	2.45	1.23	3.43	2.21	53.43	3.43	4.41	2.94	0.00	1.47	0.25
KHM-33	663.4	4.63	10.42	1.62	0.46	2.55	4.40	65.51	3.01	3.94	1.62	0.00	1.39	0.46
KHM-34	631.5	4.77	10.63	2.39	2.39	3.90	7.16	42.95	13.67	5.64	2.60	0.00	2.17	1.74
KHM-35	609.6	2.30	14.06	1.15	0.92	4.84	4.84	55.30	4.61	7.60	1.61	0.00	2.53	0.23
KHM-36	582.1	6.80	11.17	0.73	0.24	8.74	2.18	37.86	18.93	9.22	2.67	0.00	1.46	0.00
KHM-38	553.2	7.53	5.18	0.24	0.00	2.35	2.59	35.29	28.94	8.71	2.59	0.00	4.00	2.59
KHM-39	509.8	4.27	11.28	0.30	0.00	6.10	1.22	45.73	16.46	5.49	5.49	0.00	1.52	2.13
KHM-40	485.9	1.75	15.46	3.24	2.74	7.98	4.74	44.14	4.49	10.72	2.24	0.00	1.75	0.75
KHM-200	462.4	1.20	16.55	2.88	1.92	8.39	2.40	48.68	5.76	6.47	0.96	0.72	2.64	1.44
KHM-201	454.1	9.60	11.20	0.40	0.00	10.40	3.60	41.20	10.80	6.40	2.80	0.00	2.80	0.80
KHM-203	435.2	6.19	12.61	0.00	0.46	7.11	1.61	39.45	16.74	8.03	1.83	0.46	2.29	3.21
KHM-206	414.2	4.01	8.24	2.00	0.89	3.56	3.79	46.77	19.82	5.12	0.89	0.00	3.12	1.78
KHM-209	387.5	3.11	11.48	0.72	0.96	6.46	2.39	44.74	21.05	3.35	1.91	0.00	2.15	1.67
KHM-212	361.3	1.13	7.22	6.55	3.61	4.74	3.39	45.60	16.93	5.64	2.26	0.00	2.03	0.90
KHM-214	286.2	5.08	11.92	1.55	1.10	7.06	1.32	34.44	28.70	3.53	1.10	0.44	2.43	1.32
KHM-216	255.9	6.47	7.72	0.21	0.63	5.85	3.97	34.24	29.44	3.97	1.46	0.00	3.13	2.92
KHM-217	118.6	4.47	16.17	0.43	0.85	8.94	3.83	21.49	14.68	21.70	1.70	0.00	3.19	2.55
KHM-218	78.9	2.19	9.63	1.75	1.09	7.44	2.84	34.57	21.88	13.13	1.31	0.00	2.84	1.31
KHM-219	58.7	3.0	13.3	2.2	3.4	7.7	2.8	29.2	14.6	17.6	1.1	0.6	2.6	1.7

Table 10: Valeurs des indices AT et ZTR pour les échantillons prélevés sur la Kuitun He.

N° Ech	Epaisseur (m)	AT	ZTR
KHM-1	1557.5	28.6	9.9
KHM-2	1538.7	33.3	9.4
KHM-3	1504.3	2.5	11.7
KHM-4	1466.9	73.3	7.4
KHM-5	1410.5	15.6	8.8
KHM-6	1386.6	44.1	9.7
KHM-7	1356.6	32.1	8.4
KHM-8	1338.7	57.1	13.1
KHM-9	1306.8	33.3	10.4
KHM-10	1278.7	6.3	4.4
KHM-11	1246.4	17.2	7.5
KHM-12	1213.5	6.7	13.1
KHM-13	1188.3	10.0	6.6
KHM-14	1146.7	0.0	12.1
KHM-15	1119.6	5.6	9.0
KHM-17	1081.7	0.0	2.7
KHM-18	1059.7	13.8	7.6
KHM-19	1027.6	30.4	8.8
KHM-20	1012.9	5.6	9.5
KHM-21	988.7	16.7	10.5
KHM-22	972.0	0.0	4.2
KHM-23	940.6	2.7	10.6
KHM-24	916.9	2.3	9.4
KHM-25A	899.9	25.0	15.3
KHM-25B	878.9	10.4	15.9
KHM-27	836.9	12.3	16.5
KHM-28	804.5	7.3	11.1
KHM-29	781.6	7.5	15.3
KHM-30	759.9	8.2	15.7
KHM-31	735.8	7.7	9.0
KHM-32	699.8	10.2	22.8
KHM-33	663.4	13.5	10.9
KHM-34	631.5	18.3	13.0
KHM-35	609.6	7.6	15.0
KHM-36	582.1	6.1	11.4
KHM-38	553.2	4.3	5.2
KHM-39	509.8	2.6	11.3
KHM-40	485.9	17.3	18.2
KHM-200	462.4	14.8	19.2
KHM-201	454.1	3.4	11.2
KHM-203	435.2	0.0	13.5
KHM-206	414.2	19.6	9.1
KHM-209	387.5	5.9	12.4
KHM-212	361.3	47.5	10.8
KHM-214	286.2	11.5	13.5
KHM-216	255.9	2.6	8.4
KHM-217	118.6	2.6	17.0
KHM-218	78.9	15.4	10.7
KHM-219	58.7	13.9	17.4

Table 11: Pourcentages de Carbone Organique Total des échantillons d'Ebi Nor.

N°Ech	Profondeur (m)	COT(%)
Ebi0001a	4.2	0.03
Ebi0016	10	0.03
Ebi0025	15	0.03
Ebi0033	20	0.77
E0037	25	0.04
E0041	30	0.04
E0046	35.1	0.05
Ebi0058	40	0.05
E0069	45	0.04
Ebi0108	55.9	0.04
Ebi0115	60	0.04
Ebi0123	65	0.03
Ebi0135	70	0.04
Ebi0143	75	0.05
Ebi0150	80.8	0.04
Ebi0162	85	0.01
Ebi0173	89.5	0.10
Ebi0185	95.3	0.03
Ebi0192	100.3	0.08
Ebi0203	105	0.05
Ebi0213	110.2	0.02
Ebi0223	114.7	0.02
Ebi0233	120	0.09
Ebi0244	125	0.06
Ebi0254	130	0.14
Ebi0268	135	0.04
Ebi0277	139.4	0.02
Ebi0280	143.5	0.03
Ebi292	150.3	0.02
Ebi0298	155	0.02
Ebi0308	160	0.02
Ebi0322	165	0.03
Ebi332	170	0.01
Ebi0347	180.2	0.02
Ebi0358	185	0.04
Ebi0368	190	0.01
Ebi0374	195	0.02
Ebi382	200.5	0.02
Ebi0395	205.4	0.05
Ebi0408	210.5	0.01
Ebi0418	215	0.03
Ebi0428	220	0.01
Ebi0440	225	0.01
Ebi452	230.1	0.06
Ebi0464	235	0.03
Ebi0475	239.6	0.02
Ebi0488	246	0.06
Ebi0502	250.3	0.04
Ebi0512b	255	0.04
Ebi0527	260	0.02
Ebi0537	265	0.04
Ebi554b	270	0.00

Table 11: Pourcentages de Carbone Organique Total des échantillons d'Ebi Nor.

N°Ech	Profondeur (m)	COT(%)
Ebi566	275	0.04
Ebi572	278	0.05
Ebi587	286.7	0.06
Ebi597	291.2	0.04
Ebi604	294.5	0.03
Ebi616	299.5	0.03
Ebi637	305	0.04
Ebi655	310	0.07
Ebi668	315	0.07
Ebi678	320.4	0.02
Ebi690	325	0.02
Ebi703	330	0.03
Ebi718	335	0.04
Ebi732	340	0.11
Ebi748	345.5	0.05
Ebi763	350	0.04
Ebi778	355.6	0.04
Ebi788	360.7	0.04
Ebi797	365.1	0.06
Ebi817	370.4	0.05
Ebi833	375	0.03
Ebi845	380	0.02
Ebi861	384.4	0.02
Ebi872	390	0.07
Ebi885	395	0.07
Ebi895	400	0.10
Ebi905	405.1	0.05
Ebi915	410	0.07
Ebi928	415.6	0.08
Ebi938	420	0.43
Ebi947	425	0.02
Ebi961	430	0.04
Ebi971	435	0.07
Ebi979	440	0.07
Ebi990	445	0.05
Ebi1000	450.1	0.04
Ebi1014	455.4	0.04
Ebi1024	460	0.09
Ebi1032	465	0.05
Ebi1042	470	0.05
ebi1052	475	0.12
ebi1060	480	0.15
ebi1072	485.3	0.04
ebi1082	490	0.09
ebi1093	495	0.12
ebi1105	500	0.04

Table 12: Pourcentages relatifs des différentes particules organiques observées dans les échantillons d'Ebi Nor.

N° Ech	Profondeur (m)	DO	LC	DG	MOAR	MOAG	Sp-Po	Cl	Zoo	DDG	Mbr	DA
1a	4.2	53.06	15.02	9.28	16.91	0.00	0.84	0.34	0.00	0.00	2.11	2.45
16	10	44.79	15.06	7.53	19.37	9.97	0.00	0.39	0.00	0.00	2.25	0.64
25	15	41.29	20.62	5.63	31.39	0.00	0.54	0.00	0.00	0.32	0.00	0.22
30	18.1	19.11	63.38	6.88	5.79	2.49	1.80	0.00	0.00	0.00	0.56	0.00
31	18.7	10.26	80.42	0.94	7.37	0.00	0.76	0.11	0.00	0.00	0.13	0.00
33	20	5.72	75.93	2.97	6.87	7.23	0.05	0.00	0.00	0.55	0.09	0.60
35	22.4	30.22	36.82	3.20	23.55	0.00	0.21	0.00	0.00	0.05	0.31	0.08
37	25	68.00	2.43	17.61	5.84	0.00	1.95	0.00	0.00	0.49	2.92	0.78
41	30	35.62	30.94	13.25	9.53	1.45	6.45	0.58	0.00	1.19	0.00	0.99
46	35.1	58.35	4.57	14.83	6.41	1.58	11.34	1.92	0.00	0.79	0.00	0.20
58	40	58.03	20.24	1.12	7.07	1.87	4.55	4.01	0.00	2.73	0.00	0.37
69	45	52.75	23.11	4.22	11.63	0.00	0.68	0.00	0.00	3.86	3.39	0.36
86	50	15.54	66.12	1.61	15.30	0.00	0.76	0.00	0.00	0.33	0.33	0.00
108	55.9	39.19	12.74	0.43	43.47	0.00	1.61	0.54	0.00	0.00	0.00	2.03
115	60	5.31	87.53	0.00	5.05	1.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.18
123	65	52.50	0.00	3.55	36.58	3.29	0.00	0.66	0.00	0.00	0.00	3.42
135	70	8.74	43.81	2.23	39.72	1.40	0.00	0.00	0.00	3.63	0.00	0.47
143	75	18.62	2.23	7.13	70.68	0.00	0.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45
150	80.8	50.48	20.83	0.45	25.33	0.00	0.45	0.00	0.00	0.90	0.00	1.55
162	85	17.65	29.29	0.59	43.29	2.82	1.06	0.00	0.00	2.94	1.41	0.94
173	89.5	37.35	11.12	4.12	39.24	2.89	3.83	0.13	0.00	0.75	0.00	0.57
185	95.3	21.53	2.27	0.85	69.26	0.00	0.71	0.71	0.00	2.12	0.00	2.55
192	100.3	26.83	53.43	2.18	10.73	4.94	1.23	0.00	0.00	0.38	0.00	0.28
203	105	32.78	45.97	0.64	18.52	0.00	1.65	0.00	0.00	0.11	0.33	0.00
213	110.2	52.91	10.05	1.59	17.99	8.47	6.88	1.06	0.00	0.00	0.00	1.06
223	114.7	22.82	69.28	1.51	2.33	0.00	3.79	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00
233	120	29.89	55.54	2.56	5.03	0.48	6.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00
244	125	36.03	24.17	4.57	29.11	0.99	1.30	0.00	0.00	1.98	1.85	0.00
254	130	30.02	34.70	4.81	22.71	3.46	3.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51
268	135	22.79	73.44	0.41	2.68	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34
277	139.4	80.23	9.09	8.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.82	0.00	0.00
280	143.5	91.80	0.00	8.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
292	150.3	34.01	40.81	1.84	15.07	1.84	0.00	0.00	6.43	0.00	0.00	0.00
298	155	68.26	0.58	3.72	15.70	3.84	4.53	1.74	0.00	0.00	0.00	1.63
308	160	44.97	7.26	4.46	40.00	0.00	2.17	0.00	0.00	0.76	0.00	0.38
322	165	68.90	2.12	15.90	13.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
332	170	61.45	6.39	16.08	13.44	0.00	1.10	0.00	0.00	1.54	0.00	0.00
341	175.2	40.71	43.42	6.64	0.00	9.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
347	180.2	68.03	4.10	16.80	0.00	3.28	7.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
358	185	37.06	46.36	4.85	4.38	0.00	7.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
368	190	82.04	0.88	5.63	11.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
374	195	46.84	22.17	8.81	20.12	0.00	1.62	0.00	0.00	0.44	0.00	0.00
382	200.5	62.91	9.37	10.71	8.22	0.00	1.91	0.00	0.00	6.12	0.00	0.76
395	205.4	47.84	13.11	10.40	24.78	0.00	3.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
408	210.5	83.04	0.00	7.60	6.73	2.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
418	215	53.92	18.63	9.48	17.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
428	220	79.87	3.30	6.60	10.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
440	225	73.35	13.17	4.49	6.59	0.00	0.00	0.00	0.00	1.80	0.00	0.60
452	230.1	31.94	35.81	6.36	1.55	13.33	8.68	0.00	0.00	0.00	2.33	0.00
464	235	78.38	4.05	14.59	1.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.62
475	239.6	56.83	14.98	1.10	25.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.54
488	246	74.73	1.09	4.35	10.33	0.00	6.52	0.00	0.00	0.00	1.36	1.63

Table 12: Pourcentages relatifs des différentes particules organiques observées dans les échantillons d'Ebi Nor.

N° Ech	Profondeur (m)	DO	LC	DG	MOAR	MOAG	Sp-Po	Cl	Zoo	DDG	Mbr	DA
502	250.3	63.33	15.31	3.02	11.15	2.08	4.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76
512	255	58.00	1.85	21.23	10.31	0.00	5.54	0.00	0.00	0.00	0.00	3.08
527	260	62.29	3.09	8.96	21.17	0.00	3.86	0.00	0.00	0.00	0.00	0.62
537	265	48.44	17.84	7.29	15.63	0.00	9.51	0.91	0.00	0.00	0.00	0.39
554	270	68.10	0.00	12.90	17.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.08
566	275	76.07	7.05	5.26	10.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.79
572	278	32.18	55.13	0.00	6.60	0.00	6.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
587	286.7	80.21	3.86	13.11	2.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51
597	291.2	37.88	1.53	5.79	1.75	0.00	25.00	26.86	0.00	0.55	0.00	0.66
604	294.5	79.63	8.64	2.67	4.73	0.00	2.06	1.23	0.00	0.00	0.00	1.03
616	299.5	39.97	14.21	14.61	19.92	0.00	3.05	5.98	0.00	0.66	0.93	0.66
637	305	42.02	22.57	11.67	5.25	0.00	15.95	1.17	0.00	0.00	0.00	1.36
655	310	51.57	35.49	3.55	4.18	0.00	4.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63
668	315.5	37.69	8.08	22.80	25.89	0.00	0.73	4.27	0.00	0.00	0.00	0.54
678	320.4	41.90	19.03	5.40	32.39	0.00	0.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.57
690	325	56.74	0.70	10.51	32.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
703	330	85.68	4.05	2.43	4.86	0.00	2.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81
718	335	72.67	12.07	7.74	6.15	0.00	0.00	0.00	0.00	1.37	0.00	0.00
732	340	83.16	0.00	10.77	5.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67
748	345.5	62.64	13.98	12.84	9.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.77
763	350	79.79	0.00	7.19	10.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.40
778	355.6	60.81	11.58	6.37	18.15	0.00	0.00	0.00	0.00	2.51	0.00	0.58
788	360.7	73.44	0.00	0.00	26.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
797	365.1	86.99	0.00	4.07	7.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.63
817	370.4	97.03	0.00	2.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.74
833	375	85.48	0.00	7.47	6.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41
845	380	81.50	3.50	6.75	6.75	0.00	1.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25
861	384.4	16.43	65.64	2.21	8.43	0.00	4.36	2.86	0.00	0.00	0.00	0.07
872	390	17.82	60.21	3.11	5.71	0.00	12.46	0.00	0.00	0.00	0.52	0.17
885	395	51.65	45.50	2.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.60
895	400	59.94	10.54	5.12	0.00	0.00	17.47	0.00	6.93	0.00	0.00	0.00
905	405.1	92.66	0.00	4.30	3.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
915	410	22.17	50.58	5.09	16.99	0.00	5.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
928	415.6	59.41	10.97	8.78	17.37	0.00	3.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
935	417.8	16.30	14.66	7.08	1.07	46.31	14.05	0.00	0.00	0.00	0.52	0.00
936	418.3	24.61	26.32	1.78	1.28	0.00	45.53	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00
938	420	4.00	20.80	0.90	0.49	73.31	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
941	421	14.26	3.72	4.08	1.05	70.52	4.50	0.00	1.87	0.00	0.00	0.00
942	421.6	31.60	20.83	7.62	2.52	0.00	15.09	0.06	21.51	0.00	0.77	0.00
947	425	66.81	0.00	20.80	9.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.65
961	430	75.00	0.00	9.80	13.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.72
971	435	29.40	25.16	6.45	31.45	0.00	7.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16
979	440	35.38	15.30	9.29	11.61	0.00	28.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41
990	445	74.50	1.12	16.11	1.34	6.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22
1000	450.1	85.29	2.35	11.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.59
1014	455.4	87.06	0.00	11.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.49
1024	460	87.67	0.00	8.33	2.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.33
1032	465	79.88	3.79	6.41	2.92	0.00	4.96	1.75	0.00	0.00	0.00	0.29
1042	470	90.88	0.00	5.21	1.63	0.00	1.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33
1052	475	10.23	41.94	1.20	38.34	0.00	8.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
1060	480	70.98	23.83	0.00	4.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26
1072	485.3	86.03	0.00	4.37	9.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44

Table 12: Pourcentages relatifs des différentes particules organiques observées dans les échantillons d'Ebi Nor.

N° Ech	Profondeur (m)	DO	LC	DG	MOAR	MOAG	Sp-Po	Cl	Zoo	DDG	Mbr	DA
1082	490	93.53	0.00	5.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.00
1093	495	96.59	0.00	1.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.52
1105	500	76.49	1.62	16.76	1.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.78

Table 13: Valeurs des indices environnementaux pour les échantillons prélevés dans Ebi Nor.

N° Ech	Profondeur (m)	IOx	IDS	ICV	IEL	IHy
1a	4.2	0.5	0.3	0.3	0.0	4.6
16	10	0.5	0.4	0.3	0.2	0.3
25	15	0.4	0.8	0.5	0.0	3.1
30	18.1	0.2	0.3	3.3	0.1	1.3
31	18.7	0.1	0.7	7.8	0.0	5.7
33	20	0.1	1.2	13.3	1.3	1.2
35	22.4	0.3	0.8	1.2	0.0	0.9
37	25	0.7	0.1	0.0	0.0	0.9
41	30	0.4	0.3	0.9	0.0	0.6
46	35.1	0.6	0.1	0.1	0.0	1.7
58	40	0.6	0.1	0.3	0.0	1.6
69	45	0.5	0.2	0.4	0.0	1.7
86	50	0.2	1.0	4.3	0.0	1.3
108	55.9	0.4	1.1	0.3	0.0	2.5
115	60	0.1	1.0	16.5	0.2	6.5
123	65	0.5	0.7	0.0	0.1	0.8
135	70	0.1	4.5	5.0	0.2	1.1
143	75	0.2	3.8	0.1	0.0	8.0
150	80.8	0.5	0.5	0.4	0.0	5.5
162	85	0.2	2.5	1.7	0.2	1.2
173	89.5	0.4	1.1	0.3	0.1	1.8
185	95.3	0.2	3.2	0.1	0.0	2.1
192	100.3	0.3	0.4	2.0	0.2	2.6
203	105	0.3	0.6	1.4	0.0	0.7
213	110.2	0.6	0.3	0.2	0.2	1.9
223	114.7	0.2	0.1	3.0	0.0	0.3
233	120	0.3	0.2	1.9	0.0	1.7
244	125	0.4	0.8	0.7	0.0	0.1
254	130	0.3	0.8	1.2	0.1	1.2
268	135	0.2	0.1	3.2	0.0	1.2
277	139.4	0.8	0.0	0.1	0.0	0.6
280	143.5	0.9	0.0	0.0	0.0	0.5
292	150.3	0.3	0.4	1.2	0.1	0.4
298	155	0.7	0.2	0.0	0.1	1.0
308	160	0.4	0.9	0.2	0.0	0.4
322	165	0.7	0.2	0.0	0.0	0.4
332	170	0.6	0.2	0.1	0.0	0.6
341	175.2	0.4	0.0	1.1	0.2	0.4
347	180.2	0.7	0.0	0.1	0.0	0.3
358	185	0.4	0.1	1.3	0.0	0.9
368	190	0.8	0.1	0.0	0.0	0.3
374	195	0.5	0.4	0.5	0.0	1.7
382	200.5	0.6	0.1	0.1	0.0	0.4
395	205.4	0.5	0.5	0.3	0.0	0.5
408	210.5	0.9	0.1	0.0	0.0	0.5
418	215	0.5	0.3	0.3	0.0	0.7
428	220	0.8	0.1	0.0	0.0	0.6
440	225	0.7	0.1	0.2	0.0	5.1
452	230.1	0.4	0.0	1.1	0.4	0.6
464	235	0.8	0.0	0.1	0.0	0.8
475	239.6	0.6	0.4	0.3	0.0	2.7
488	246	0.7	0.1	0.0	0.0	1.3

Table 13: Valeurs des indices environnementaux pour les échantillons prélevés dans Ebi Nor.

N° Ech	Profondeur (m)	IOx	IDS	ICV	IEL	IHy
502	250.3	0.6	0.2	0.2	0.0	7.4
512	255	0.6	0.2	0.0	0.0	2.4
527	260	0.6	0.3	0.0	0.0	1.4
537	265	0.5	0.3	0.4	0.0	1.1
554	270	0.7	0.3	0.0	0.0	0.5
566	275	0.8	0.1	0.1	0.0	2.5
572	278	0.3	0.2	1.7	0.0	0.8
587	286.7	0.8	0.0	0.0	0.0	2.0
597	291.2	0.4	0.0	0.0	0.0	1.0
604	294.5	0.8	0.1	0.1	0.0	1.1
616	299.5	0.4	0.5	0.4	0.0	0.6
637	305	0.4	0.1	0.5	0.0	0.8
655	310	0.5	0.1	0.7	0.0	2.2
668	315.5	0.4	0.7	0.2	0.0	0.8
678	320.4	0.4	0.8	0.5	0.0	1.0
690	325	0.6	0.6	0.0	0.0	1.2
703	330	0.9	0.1	0.0	0.0	0.7
718	335	0.7	0.1	0.2	0.0	0.1
732	340	0.8	0.1	0.0	0.0	1.1
748	345.5	0.6	0.2	0.2	0.0	3.4
763	350	0.8	0.1	0.0	0.0	0.8
778	355.6	0.6	0.3	0.2	0.0	0.6
788	360.7	0.7	0.4	0.0	0.0	0.6
797	365.1	0.9	0.1	0.0	0.0	1.6
817	370.4	1.0	0.0	0.0	0.0	0.9
833	375	0.9	0.1	0.0	0.0	0.2
845	380	0.8	0.1	0.0	0.0	2.1
861	384.4	0.2	0.5	4.0	0.0	0.5
872	390	0.2	0.3	3.4	0.0	1.3
885	395	0.5	0.0	0.9	0.0	3.1
895	400	0.6	0.0	0.2	0.0	0.4
905	405.1	0.9	0.0	0.0	0.0	0.8
915	410	0.2	0.8	2.3	0.0	0.3
928	415.6	0.6	0.3	0.2	0.0	1.6
935	417.8	0.3	0.1	0.9	2.8	0.5
936	418.3	0.2	0.1	1.1	0.0	1.5
938	420	0.2	0.1	5.2	18.3	1.1
941	421	0.5	0.1	0.3	4.9	0.3
942	421.6	0.3	0.1	0.7	0.0	0.7
947	425	0.7	0.1	0.0	0.0	1.1
961	430	0.8	0.2	0.0	0.0	0.6
971	435	0.3	1.1	0.9	0.0	1.3
979	440	0.4	0.3	0.4	0.0	1.0
990	445	0.8	0.0	0.0	0.1	0.5
1000	450.1	0.9	0.0	0.0	0.0	0.2
1014	455.4	0.9	0.0	0.0	0.0	0.7
1024	460	0.9	0.0	0.0	0.0	0.5
1032	465	0.8	0.0	0.0	0.0	0.3
1042	470	0.9	0.0	0.0	0.0	0.7
1052	475	0.1	3.7	4.1	0.0	0.5
1060	480	0.7	0.1	0.3	0.0	1.1
1072	485.3	0.9	0.1	0.0	0.0	0.3

Table 13: Valeurs des indices environnementaux pour les échantillons prélevés dans Ebi Nor.

N° Ech	Profondeur (m)	IOx	IDS	ICV	IEL	IHy
1082	490	0.9	0.0	0.0	0.0	0.3
1093	495	1.0	0.0	0.0	0.0	0.4
1105	500	0.8	0.0	0.0	0.0	1.0

ANNEXE 2 (article accepté - Tectonics)

1 **Neogene uplift of the Tianshan mountains observed in the magnetic record**
2 **of the Jingou River section (Northwest China)**
3
4

5 Julien Charreau^{1*+}, Yan Chen¹, Stuart Gilder²⁺⁺, Laurie Barrier², Stéphane Dominguez³,
6 Romain Augier¹, Sevket Sen⁴, Jean-Philippe Avouac⁵, Audrey Gallaud¹, Fabien Graveleau³
7 and Yongan Li⁶
8
9
10

11 1. Institut des Sciences de la Terre d'Orléans; Bâtiment Géosciences, rue de Saint Amand, BP 6759, 45067
12 Orléans Cedex 2, France; Julien.Charreau@univ-orleans.fr, Yan.Chen@univ-orleans.fr,

13 Romain.augier@univ-orleans.fr

14 (+ Now at: Department of Geological Sciences, Indiana University, 1001 East 10th street, Bloomington
15 47405, Indiana, USA ; jcharrea@indiana.edu)

16 ² Institut de Physique du Globe de Paris, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05 FRANCE; Phone: 33-
17 1.44.27.49.34, Fax: 33-1-44277463; gilder@ipgp.jussieu.fr, barrier@ipgp.jussieu.fr

18 (+ + Now at: Ludwig Maximilians University, Department of Earth and Environmental Sciences, Geophysics
19 Section, Theresienstrasse 41, 80333 Munich, Germany ; gilder@geophysik.uni-muenchen.de)

20 ³ Laboratoire Dynamique de la Lithosphère; UMR CNRS/UMII 5573, Bâtiment 22 [cc. 60] Place Bataillon,
21 34095 Montpellier Cedex, France; Phone: {33}0467144589, Fax: {33}0467523908; dominguez@dstu.univ-
22 montp2.fr

23 ⁴ Museum of Natural History; UMR 5143 du CNRS : Paléobiodiversité et Paléoenvironnements, 8 rue Buffon,
24 75005 Paris Cedex 5, France; Fax: [33]0140793580; sen@mnhn.fr

25 ⁵ California Institute of Technology; Division of Geological and Planetary Sciences, Mail Code 100-23,
26 Pasadena CA 91125, Phone: [626] 395-4239, Fax: [626] 395-1740, avouac@gps.caltech.edu

27 ⁶ Institute of Geology & Mineral Resources, Bureau of Geology & Mineral Resources of Xinjiang Uygur
28 Autonomous Region, , Phone: 0086991 4841511; Fax: 0086991 4847753
29
30

31 *corresponding author : Julien.Charreau@univ-orleans.fr
32

32 **Abstract**

33 The Tianshan Mountains constitute central Asia's longest and highest mountain range.
34 Understanding their Cenozoic uplift history thus bears on mountain building processes in
35 general, and on how deformation has occurred under the influence of the India-Asia collision
36 in particular. In order to help decipher the uplift history of the Tianshan, we collected 782
37 samples for magnetostratigraphic analysis along a 2497-m-thick section at the Jingou River.
38 Stepwise alternating field and thermal demagnetization isolate a linear magnetization
39 component that is interpreted as primary due to equal proportions of normal and reverse
40 polarities and a positive fold test. From this component, a magnetostratigraphic column
41 composed of 47 polarity chrons are correlated with the reference geomagnetic polarity time
42 scale between ~7.6 Ma and ~23.6 Ma. This correlation places precise temporal control on the
43 Neogene stratigraphy of the southern Junggar Basin and provides evidence for two significant
44 jumps in sedimentation rate at ~15 Ma and ~11 Ma. Rock magnetic parameters also undergo
45 important changes at ~15 Ma and ~11 Ma that correlate to changes in sedimentary
46 depositional environments. Together with previous work, we conclude that uplift of the
47 modern Tianshan Mountains began at ~24-21 Ma and was followed by two pulses of uplift
48 and erosion at ~15 Ma and ~11 Ma. Middle to Upper Tertiary rocks around the Tianshan
49 record significant counterclockwise paleomagnetic rotations, on the order of 15 to 20°, which
50 are interpreted as due to strain partitioning with a component of sinistral shear that localized
51 rotations in the piedmont.

52 *Keywords:* Tianshan, uplift, erosion, magnetostratigraphy, AMS, sedimentology, rotation

54 **Introduction**

55 Significant progress has been made over the past few decades to understand how the
56 Asian continent was built under the influence of the India-Asia collision. Most ideas fall
57 within two end member models that range from discontinuous deformation and extrusion
58 along prescribed faults [e.g, *Tapponnier and Molnar, 1976; Peltzer et al., 1982*] to a
59 continuum style of large-scale deformation [e.g, *England and Houseman, 1986; England and*
60 *Molnar, 1997*]. Defining where and when deformation occurred is essential to solve the
61 tectonic history of this vast region, which also holds important constraints on climate change
62 and species evolution and migration patterns. Although the onset of the India-Asia collision
63 at ~55 Ma [e.g, *Patriat and Achache, 1984*] is relatively well accepted, with notable
64 exceptions [e.g, *Aitchison et al., 2002*], large uncertainties surround the timing of the
65 deformation that generated the high topography associated with the collision. Some models

66 argue that mountain building propagated northward [*Métivier and Gaudemer, 1997;*
67 *Tapponnier et al., 2001*] leading to younger uplift to the north, while others find evidence for
68 a more sporadic evolution in time and place [*Avouac and Tapponnier, 1992; Chen et al.,*
69 *2002*].

70 The Tianshan Mountains lie around 1700 km north of the suture that demarcates the
71 boundary between the Indian and Asian plates. Despite the distance from the Indian indentor,
72 this 2500 km-long range dominates the central Asian landscape with summits higher than
73 7000 m [Podeby Peak, 7439 m]. Shortening rates exceeding 20 mm/yr across the range
74 [*Abdrakhmatov et al., 1996; Reigber et al., 2001*] attest to a high rate of intracontinental
75 deformation and account for about 40% of the total India-Asia convergence being absorbed
76 within the Tianshan. Thus, understanding how and when these mountains were built will not
77 only improve our knowledge of mountain building processes in general, but how deformation
78 has acted to form the vast area under the influence of the India-Asia collision.

79 The geologic history of the Tianshan may be traced back to the Paleozoic with the
80 accretion of island-arc terrains in the Devonian to Carboniferous [e.g., *Burtman, 1975;*
81 *Windley et al., 1990*]. Despite the absence of significant exhumation, the Tianshan Mountains
82 probably remained higher than their surroundings during the Mesozoic [*Hendrix et al., 1992*].
83 Although most workers conclude that a significant uplift event occurred during the middle to
84 late Cenozoic, there lacks a general agreement as to the precise timing. Much of the
85 differences lie in the method of observation, with ages ranging from the late Oligocene
86 [*Windley et al, 1990; Hendrix et al., 1994, Dumitru et al., 2001*] to the middle to late
87 Miocene [*Avouac et al., 1993, Abdrakhmatov et al., 1996; Métivier and Gaudemer, 1997;*
88 *Bullen et al., 2001; Charreau et al., 2006*] and even in the latest Cenozoic or Quaternary [e.g,
89 *Burchfiel et al., 1999*].

90 Fission track dating of in situ apatite from Mesozoic sandstone of the northern
91 piedmont led *Hendrix et al. [1992]* to place the initiation of Tianshan uplift at about 24 Ma.
92 Thermal modelings by *Dumitru et al. [2001]* on detrital and magmatic apatite along the
93 Dushanzi/Kuche transect [Fig. 1] suggest that the Tianshan underwent two main phases of
94 exhumation in the Late Paleozoic and the Late Cenozoic. *Dumitru et al. [2001]* argued that
95 the faults along the northern flank of the Tianshan accommodated shortening and exhumation
96 since at least 25 Ma. However, combining U-Th/He thermochronology with
97 magnetostratigraphy at the Chu basin (western Tianshan), *Bullen et al. [2001; 2003]* argued
98 that the western Kyrgyz range underwent a rapid exhumation beginning at ~11 Ma. *Sobel et*
99 *al. [2006]* came to a similar conclusion by analyzing fission tracks from three transects in the

100 Kyrgyz Tianshan and demonstrated that the range propagated over 110 km eastward over the
101 last ~7–11 Myr.

102 Based on balanced cross sections, *Avouac et al.* [1993] estimated that deformation
103 initiated across the Tianshan at ca. 15 Ma. Their calculation assumed a constant shortening
104 rate of ~3 mm/yr derived from fault scarp analyses along the northern Tianshan piedmont
105 which is coherent with the total shortening rate observed by GPS at this longitude [5-6
106 mm/yr, *Abdrakhmatov et al.*, 1996; *Reigber et al.*, 2001]. As the timing for the initiation of
107 uplift depends on the shortening rate and how well the rate represents a long-term average,
108 one must question how far the measurements can be linearly extrapolated back in time.

109 Because the Tianshan are sandwiched between two large intracontinental basins,
110 Junggar to the north and Tarim to the south [Fig 1a.], the uplift history of the Tianshan can
111 potentially be deciphered from the sediments in the adjacent basins that were eroded from the
112 mountains. Near Urumqi for example, *Windley et al.* [1990] observed the deposition of
113 Oligocene conglomerates above unconformity and interpreted this as the mark of the onset of
114 deformation induced by the India-Asia collision. However, the age of those conglomerates
115 are uncertain. Based on drill core logs, *Metivier and Gaudemer* [1997] calculated the mass
116 accumulation rates in the Junggar and Tarim basins and placed the beginning of major uplift
117 at about 16 Ma, with acceleration at 5 Ma that they proposed to coincide with an uplift pulse
118 of the Tianshan.

119 A significant change in lithology occurred in both the Junggar and the Tarim basins
120 during the upper Cenozoic. This change coincides with the deposition of a thick
121 conglomerate, called the Xiyu Formation [*Chen et al.*, 1994; *Liu et al.*, 1996], over Neogene
122 sediments [*Burchfiel et al.*, 1999; *Fu et al.*, 2003]. The appearance of the Xiyu Formation
123 may mark the time of major uplift of the Tianshan. However, their deposition was more
124 likely diachronous in space and time [e.g *Charreau et al.*, 2005]. Moreover, thick piles of
125 conglomerates are recognized throughout central Asia and the Tibetan Plateau, which has led
126 other workers to propose that their deposition is more related to climate change than to
127 tectonism [*Molnar et al.*, 1990; *Liu et al.*, 1996].

128 Using the stratigraphic record to understand the Cenozoic uplift history of the
129 Tianshan Mountains has a serious drawback—the continental facies sediments are fossil-
130 poor, which imposes large uncertainties on their ages. This makes magnetostratigraphy the
131 technique of choice to date the deposits. Magnetostratigraphy provides a continuous, high
132 resolution time record of the sediments whose detailed sedimentation rates can be used to
133 reconstruct the erosion history of the range. Moreover, by studying variations in magnetic

134 mineralogy and sedimentary fabric through time, one can trace potential changes in source
135 rock and/or the hydrodynamic regime acting during sedimentation. These will in turn reflect
136 the tectonic and/or climatic environment acting on the Tianshan. To this aim, we carried out
137 two magnetostratigraphic and rock magnetic studies on Neogene sediments exposed on both
138 flanks of the Tianshan at approximately the same longitude. At the Kuitun section (Junggar
139 basin, northern Tianshan; Figure 1), we found that sedimentation rates and rock magnetic
140 characteristics of the sediments remained relatively constant from ~10.5 Myr to ~3.1 Myr
141 [Charreau *et al.*, 2005]. This led us to argue that exhumation at Kuitun commenced before
142 ~10.5 Ma. At the Yaha section (Tarim basin, southern Tianshan, Figure 1) we identified a
143 two-fold increase in sedimentation rate at ~11 Ma that coincided with important changes in
144 the rock magnetic characteristics of the sediments [Charreau *et al.*, 2006]. This led us to
145 confer with the conclusions of Bullen *et al.* [2001] that the Tianshan underwent an important
146 phase of uplift and erosion at ~11 Ma. Findings by Sobel *et al.* [2006] lend support to this
147 conclusion.

148 Because the oldest sediments sampled at the Kuitun section were ~10.5 Ma, robust
149 conclusions could not be drawn as to when that segment of the northern Tianshan became
150 active other than it must have been prior to ~10.5 Ma. We thus searched for another section
151 on the northern flank of the Tianshan that potentially spanned farther back in time. A suitable
152 section was found ~70 km east of Kuitun, along the Jingou River, south of where it intersects
153 the Anjihai River [Figures 1 and 2]. Below we present the magnetostratigraphy, rock
154 magnetism and a preliminary sedimentary analysis of the Jingou River section. The results
155 are then discussed in a broader context of the Cenozoic uplift and erosion history of the
156 Tianshan Mountains.

157

158 **Geological Setting and Sampling**

159 The northern Tianshan piedmont extends about 240 km from the cities of Urumqi to
160 Dushanzi [Fig. 1a]. It consists of three main fold and thrust fault belts, which are mainly fold-
161 bend faults and detachment folds. Permian to Quaternary sediments caught up in the foreland
162 fold belts are well exposed along north flowing rivers, which likely cut the piedmont during
163 the Holocene [e.g. Poisson and Avouac, 2004]. Close to Shawan city, the Jingou River
164 incises the Huo'erguosi fault bend-fold anticline [Fig. 2c] to expose a continuous outcrop of
165 south-dipping sediments that we sampled for our study.

166 The Jingou River section comprises five formations described in the Chinese literature
167 [e.g. BGMRX, 1993] which are from bottom to top, the Anjihaihe, Shawan, Taxihe, Dushanzi

168 and Xiyu formations [Fig 2c and Fig. 3] All these formations are well exposed in the southern
169 limb of the Hu'ergosi anticline and are thrust over Cenozoic sediments and a Quaternary
170 terrace to the north, which implies that the faulting is still active. The start of faulting and
171 folding might be a bit older during late Pliocene because of the presence of growth strata in
172 the southern limb of the Hu'ergosi anticline [Molnar *et al.*, 1994; Burchfiel *et al.*, 1999].

173 The Anjihaihe Formation crops out at the northern-most part of the section. Our
174 sampling began in the top of this formation that is, according to [BGMRX, 1993], composed
175 of upper Paleogene green mudstones to sandstones. The overlying Shawan Formation,
176 mapped as Neogene [BGMRX, 1993], contains dark red mudstones to muddy sandstones
177 intercalated with argillaceous beds and grey conglomerates [BGMRX, 1993]. To the south,
178 the Shawan Formation is overlain by the Taxi He Formation, the latter being composed of red
179 to brown mudstones to sandstones intercalated with green sandstones toward its base and
180 green sandstones to mudstones toward the top [BGMRX, 1993]. The Dushanzi Formation
181 conformably overlies the Taxi He Formation. Red to brown sandy mudstone and thin
182 argillaceous beds dominate the base of the Dushanzi Formation. The series becomes
183 progressively coarser grained (sandstone and micro-conglomerate) towards the top as the
184 color grades into shades of brown and yellow with increasing intervals of gray conglomerate.
185 At the Jigou River section the Dushanzi Formation grades into the overlying Xiyu Formation,
186 but no strict limit between the two is apparent. The Xiyu formation is widely distributed
187 around central Asia and is composed of widely dark gray conglomerates that are generally
188 believed to be Pleistocene in age [*e.g* Chen *et al.*, 1994] but may be older in some places [*e.g.*
189 Charreau *et al.*, 2005].

190 Bedding attitudes are fairly constant along the section with an average strike and dip
191 of N85°E, 55°S. No major fault or duplication was identified within the sampled section,
192 meaning that the sedimentary series is continuous. The magnetostratigraphic section spans
193 2497 m in thickness (from 2075 to 4572 m in stratigraphic depth) with a total of 782 samples
194 composed of 756 drill cores and 26 hand samples collected in the upper part of the Dushanzi
195 Formation and the Xiyu Formation where beds were too coarse-grained and not amenable for
196 drilling [Fig. 2]. At least two cores per horizon were collected with an average distance
197 between horizons of 5.5 m. Sampling density is greater toward the top due to lithologies that
198 are more amenable to drilling. Cores were oriented using magnetic and, whenever possible,
199 sun compasses. The average magnetic declination anomaly of $3.4^{\circ} \pm 2.4^{\circ}$ (N= 183) was used
200 to correct the strike values and the core azimuths lacking sun compass measurements.

201 Bedding attitudes were measured at each sampled horizon and core locations were
202 determined to within a few centimeters using differential GPS. Stratigraphic depth was
203 estimated from the point along the section where bedding attitudes become horizontal
204 assuming that this corresponds to the original stratigraphic surface. In order to obtain a
205 significant fold test, we drilled 24 samples at three sites on the overturned northern flank of
206 the Huo'erguosi anticline as well as 16 samples at two sites in the Dushanzi Formation along
207 the northern flank of the Anjihai He anticline [Fig. 2].

208 At 3165 m in stratigraphic depth, between core numbers 411 and 413 within the
209 Dushanzi Formation [Fig. 2c], we found a lower right jaw with two last molars (m2 and m3)
210 belonging to a bovid [Fig. 3]. The maximum length and width of m2 are 19.6 x 10.6 mm and
211 30.4 x 10.9 mm for the m3. These teeth have hypsodont crown, their lingual face is gently
212 folded, and they lack the ectostylid [basal pillar]; the third molar has a third rather strong
213 lobe. The hypsodonty index of the less worn third molar is 105. Both teeth are narrow
214 compared to their length. The measurements of the molars are typical of a large sized
215 antelope such as the extant oryx. The size, morphology and strong hypsodonty of these
216 molars suggest a comparison with large middle Miocene genera *Hypsodontus* and
217 *Turkocerus*, and with late Miocene antelopes of the *Protoryx-Pachytragus* group. Köhler
218 [1987] studied Neogene bovids from Turkey and revised the systematics of all large-sized
219 antelopes. Köhler [1987] grouped their Middle Miocene representatives into two genera:
220 *Hypsodontus* [Sokolov, 1949] and *Turkocerus* new gen. According to Köhler [1987], the
221 difference between these two genera is that *Turkocerus* groups have smaller species with
222 lower molars having basal pillars, while *Hypsodontus* has larger teeth and lower molars with
223 scarce or absent basal pillars. Another characteristic common to these two genera is that the
224 lower molars, and mainly m3, are narrower than in their late Miocene equivalents.

225 Within the genus *Turkocerus*, Köhler [1987] grouped the two species of antelopes from the
226 Tunggur Formation (Wolf Camp Quarry) in Inner Mongolia that Pilgrim [1934] described as
227 *Oioceros(?) grangeri* nov. sp. and *Oioceros(?) noverca* nov. sp., and a new species from the
228 middle Miocene of Turkey (Çandır), *T. gracilis*. Çandır is dated at ca 14 Ma while the Wolf
229 Camp Quarry at the Tunggur formation is dated between 11.5-12.4 Ma [Krijgsman, 2003;
230 Wang et al., 2003]. In the genus *Hypsodontus*, Köhler [1987] included the type species *H.*
231 *miocaenicus* [Sokolov, 1949] from the early Middle Miocene locality of Belometcheskaya
232 (Georgia), *H. serbicus* from the Middle Miocene of Prebreza [former Yugoslavia] and a new
233 species *H. pronaticornis* from the middle Miocene localities of Çandır, Pasalar and Yukari
234 Kizilca in Turkey.

235 Independently, *Chen* [1988] referred *Oioceros(?) grangeri* and *Oioceros(?) noverca* to the
236 new genera, *Sinomioceros* and *Sinopalaeocerus* respectively. These are the junior synonymes
237 of *Turkocerus* [*Köhler*, 1987]. On the other hand, *Gabunia* [1973] described a horn-core from
238 Belometcheskaya, slightly smaller but with the same pattern, as a new genus and species,
239 *Kubanotragus sokolovi*, and *Cheng* [1988] added a new species to this genus, *K. gaopense*
240 from the middle Miocene of Lantian (Shaanxi, China).

241 Several ruminant specialists have questioned the generic differentiation between all these
242 genera [*Gentry*, 1990; *Bonis et al.*, 1998; *Gentry et al.*, 1999; *Geraads*, 2003] and suggested
243 to group all these large sized middle Miocene antelopes in the genus *Hypsodontus*. Their
244 arguments are that:

245 • The smaller size of species referred to *Turkocerus* is not reliable since its type
246 species *T. grangeri* from Tunggur is as large as some species of *Hypsodontus*.

247 • The shape of the horns shows both regional and sexual variations when the sample
248 is large enough. In most localities, the material being scarce, it does not allow the recognition
249 of individual and/or specific variations.

250 • Concerning the lower molars, the more frequent occurrence of the basal pillar in
251 *Turkoceros* is not observed in all fossil populations. This structure is often present in some
252 early Middle Miocene populations from Turkey and in “*Turkocerus*” *noverca* from Tunggur,
253 but much less in “*Turkocerus*” *grangeri* from Tunggur. Concerning genus *Hypsodontus*,
254 only about ¼ of lower molars display a tiny basal pillar.

255 Large late Miocene antelopes (those being similar in size to that of the Jingou He bovid) are
256 grouped in the genera *Protoryx* and *Pachytragus*. This group is well known in the late
257 Miocene (late Vallesian up to late Turolian) localities of the Aegean area and Middle East,
258 but much less during the late Miocene in East Africa and Central and East Asia. In the recent
259 literature the Asian representative of the group is attributed to the genus *Pachytragus*. In
260 these genera, the lower molars display some degree of hypsodonty like the Jingou He sample,
261 but they are proportionally wider than those of Jingou He. The basal pillar of lower molars
262 may or may not exist from one population to another. *Kostopoulos* [2005] discussed the
263 complicated taxonomy of this group. It appears that generic identification as well species
264 determination needs complete cranial samples. The massive shape of lower molars in the
265 species referred to the *Protoryx Pachytragus* group prevents us to attribute the Jingou He
266 bovid to this group.

267 Taking into account all these observations, we identify this specimen as *Hypsodontus* sp.,
268 belonging to the middle Miocene, similar in size to *H. pronaticornis* [Köhler, 1987] or
269 « *Turkocerus* » *grangeri* [Pilgrim, 1934].

270

271 **Magnetostratigraphy and Rock Magnetism of the Jingou River Section**

272 *Magnetic Mineralogy*

273 Curie point analyses using an AGICO KLY-3S KappaBridge susceptibility meter
274 coupled with a CS-3 furnace were determined for eight samples distributed along the section.
275 Two deflections in the heating curves were apparent [Figs. 4a and 4b]: a minor one between
276 300°C and 400°C that may correspond to maghemite, Ti-rich magnetite or pyrrhotite, and a
277 dominant one at around 580°C that is characteristic of Ti-poor magnetite. A constant
278 decrease in susceptibility above 600°C likely signals the presence of hematite. Most samples
279 displayed fairly reversible heating and cooling curves [Figs. 4a and 4b], indicating minor
280 alteration of the magnetic minerals during heating, although a few samples had significantly
281 lower susceptibilities during cooling than during heating [Fig. 4c].

282 Acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) curves rapidly increase from
283 0 to 150 mT, with 60 to 70% of the maximum magnetization acquired by ~200 mT for most
284 samples [Figs. 4d to 4f]. This signals the presence of a magnetic mineral with low coercivity,
285 such as magnetite. The magnetic moment continues to increase above 200 mT and the
286 samples are not saturated by ~1 T, indicative of a mineral with relatively high coercivity,
287 such as hematite or pyrrhotite.

288

289 *Magnetic Remanence Directions*

290 Drill cores were cut into standard specimens of 2.5 cm in diameter and 2.2 cm in
291 length. From a pilot set of 60 samples, thermal demagnetization proved better than alternating
292 field (AF) demagnetization to clean the magnetic remanence. In all, 370 specimens were
293 stepwise demagnetized using an average of 11 steps, with the magnetic remanences either
294 being measured with a JR-5A automatic spinner magnetometer at the Laboratoire du
295 Magnétisme des Roches d'Orléans (LMRO) or using a 2G, three-axis DC SQUID
296 magnetometer at the Institute de Physique du Globe de Paris (IPGP). Magnetization
297 components were determined by principal component analysis [Kirschvink, 1980] and the
298 mean directions were computed using Fisher statistics [Fisher, 1953] with the paleomagnetic
299 software packages of Cogné [2003] and R. Enkin (unpublished).

300 Figure 5 shows representative Zijderveld [Zijderveld, 1967] plots for samples treated
301 with thermal demagnetization. Contrary to what we observed at the neighboring Kuitun
302 section, most samples (~90%) from Jingou have only minor or no low temperature
303 components. When present, the low temperature component has variable, but mostly east or
304 west (sometimes south in normal polarity samples) pointing declinations with fairly steeply
305 downward dipping inclinations [Fig. 5a and 5b]. After the removal of a viscous component in
306 the first few steps, thermal demagnetization isolates a component between ~300°C to 690°C
307 that usually decays univectorally toward the origin on orthogonal diagrams [Fig. 5a to 5f].
308 The high unblocking temperature of 620°C is characteristic of hematite. This implies that
309 both titano-magnetite and hematite grains recorded the same magnetic field direction. An
310 average of 75% of the natural remanent magnetization (NRM) intensity was removed by
311 590°C, which could suggest magnetite contributes more to the total remanence of the rocks
312 than hematite.

313 Among the 418 demagnetized samples, 326 have linear magnetic components that
314 decay to the origin. Of these, 159 samples have normal polarities [Figs. 5c-5d] and 152 have
315 reverse polarities [Figs. 5a, 5e and 5f]. 64 samples have remanent direction trajectories that
316 follow great circle paths [Figs. 5g and 5h]; 28 samples have unstable magnetizations with
317 weak NRM intensities [Fig. 5i]. Of the 326 samples with linear components, the directions of
318 53 samples lie $>60^\circ$ from the overall mean direction. We interpret those 53 samples as having
319 recorded a transitional geomagnetic field [Fig. 6j]. Fisher statistics in geographic coordinates
320 on the 273 remaining samples yields declination $D_g = 353.8^\circ$, inclination $I_g = -0.2^\circ$, the best
321 estimate of the precision parameter $k_g = 15.9$, and the radius that the mean direction lies within
322 95% confidence $\alpha_{95g} = 2.2^\circ$ and $D_s = 348.5^\circ$, $I_s = 53.1^\circ$, $k_s = 15.1$ and $\alpha_{95s} = 2.3^\circ$ in
323 stratigraphic coordinates [Figs. 6a and 6b]. The former is different at 95% confidence limits
324 from both the present Earth's field and geocentric dipole field directions.

325 The reversal test is negative at the 95% confidence level [McFadden and McEhlinny.,
326 1990] due to a 14° difference in inclination between the normal and reverse polarities ($D_N =$
327 347.3° , $I_N = 59.5^\circ$, $\alpha_{95N} = 2.6^\circ$; $D_R = 169.3^\circ$, $I_R = -46.9^\circ$, $\alpha_{95R} = 3.4^\circ$). This is likely produced by
328 partially unremoved recent field magnetization that, because of the bedding geometry, may
329 steepen the normal polarity directions and shallow the reverse ones. With that said, the lack
330 of a significant LTC makes this interpretation slightly puzzling.

331 Of the five sites collected from the northern flank of the Anjihai He anticline only
332 samples from three possessed stable magnetizations (Site A, B and C in Table 1). These

333 yielded similar demagnetization characteristics as those from the magnetostratigraphic
334 section. In order to perform a meaningful fold test, we divided the Jingou River section into 8
335 sites with each site representing ~250 m [see Table 1]. Figures 6c and 6d show the 11 site-
336 mean directions before and after bedding corrections, respectively. The precision parameter
337 increases 12 times after bedding correction ($D= 349.4^\circ$, $I= 50.9^\circ$, $k= 36.6$, $\alpha_{95}= 7.3^\circ$) than
338 before [$D= 351.1^\circ$, $I= 17.8^\circ$, $k= 3.0$, $\alpha_{95}= 30.6^\circ$]. The fold test is positive at 99% confidence
339 limits [McElhinny and McFadden, 1964]. Despite the negative reversals test, the positive fold
340 test, together with the abundant number of reversals, likely indicate the magnetic remanence
341 is primary.

342

343 *Magnetostratigraphy*

344 We established the magnetic polarity sequence of the Jingou River section using the
345 326 samples interpreted as having primary magnetizations whose components were defined
346 by best-fit line segments [Figures 7a and 7b], including those interpreted as having
347 transitional directions. Magnetic chrons were based on a minimum of two successive
348 horizons possessing the same polarity. When polarity changes are constituted by just a single
349 horizon, we demagnetized the second sample from this horizon to confirm their polarities.
350 Polarity events documented by only one sample were given less weight when correlating the
351 Jingou River magnetic polarity column with the reference geomagnetic polarity time scale.
352 Thus, twenty four normal magnetic chrons (**1** to **24**) and twenty three reverse ones (**a** to **w**)
353 were identified [Fig. 7c]. We correlated the Jingou River magnetostratigraphic sequence to
354 the *Berggren et al.* [1995] reference polarity time scale following three criteria: (1) the high
355 number of reversals likely places the section in the Middle to Upper Tertiary; (2) the presence
356 of three chrons, one reversed [**o**] and two normal (**4** and **18**), of long duration [Fig. 7b]; (3)
357 the discovery of *Hypsodonthus sp.* at 840 m depth (yellow star on Fig. 7b) likely indicates a
358 Middle Miocene age.

359 Figure 7d presents our preferred correlation presenting the best available fit in terms
360 of interval number and duration. A relatively good match occurs between chrons C4n.1n and
361 C6A.1n except for one or two missing reversed polarity chrons within normal chrons **4**, **9**, **16**
362 and **18**. These missing intervals are like due to their relatively short duration, lasting from
363 100 to 40 ka. Indeed, the recording of both rapid geomagnetic excursion and short duration
364 polarity events depends on sedimentation rate [Roberts and Winkelhofer, 2004].

365 On the other hand, potential reverse polarity chrons could exist within the normal
366 polarity chrons **4** and **18** where horizons with reverse polarity defined by only a single sample
367 (gray zones in the magnetostratigraphy column of Fig. 7b) were found but not included in our
368 scale. Moreover, one sample within normal polarity chron **9** has a very low positive
369 inclination (9.5°) and southward declination (240°) that could correspond to a transitional
370 field surrounding a reversed event that was missed. The two missing reversals within chron
371 **15** may be due to the lower sampling density (~ 0.1 sample/m) and/or the lower number of
372 horizons that possess stable magnetic remanences in this part of the section. Absence of
373 reversal events toward the base of the section can also be explained by the lower
374 sedimentation rates (see below) there than at the top of the section. The correlation of the
375 bottom part (< 4200 m) of our section remains tentative leading to some discrepancy in
376 sedimentation rate (see Fig. 8d). Several events are missing (C6A.An and C6Aar.1n) below
377 the reference chron C6An.1n. Again, we explain this by both lower sedimentation rates (0.1
378 mm/yr) and lower sample density (0.2 sample/m).

379 To conclude, our correlation delimits the Jinguo River magnetostratigraphy section
380 between chrons C4n.1n and C6n.3n on the *Berggren et al.* [1995] reference scale. This
381 correlation dates the sampled sediments in an absolute reference frame from ~ 7.6 to ~ 23.6
382 Ma. Figure 7d shows the deposition rate of the Jinguo River section. A net increase through
383 time is quickly apparent, giving average sedimentation rates of 0.1 ± 0.05 , 0.18 ± 0.05 and
384 0.29 ± 0.10 mm/yr from > 23.6 to ~ 15 Ma, from ~ 15 to ~ 11 Ma and from ~ 11 to < 7 Ma,
385 respectively [Fig. 7d]. An important question is whether the increasing trend occurs
386 continuously or in steps. To resolve this, we plotted the instantaneous sedimentation rates in
387 Figure 8a. It appears that the data tend to cluster in distinct regimes about a mean value rather
388 than defining a linear or exponential increase—especially concerning the change at ~ 15 Ma.
389 An abrupt acceleration near the upper part of the section is more loosely constrained at ~ 11
390 Ma because of the long duration of the C5n.2n normal chron.

391

392 *Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)*

393 The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of 323 samples was measured using
394 an AGICO KLY-3S KappaBridge. Bulk magnetic susceptibility (κ) ranges from 76 to 1682
395 $\times 10^{-6}$ SI with an average of $548 \pm 297 \times 10^{-6}$ SI. Interestingly, variations in κ roughly follow
396 changes in sedimentation rate where three different regimes occur (Figure 8b). One lies from
397 22 Ma to ~ 15 Ma where κ progressively decreases before stabilizing around 300×10^{-6} SI. At

398 ~15 Ma, κ rapidly increases to $\sim 500 \times 10^{-6}$ SI and remains stable until ~11 Ma where κ jumps
399 in magnitude to $\sim 800 \times 10^{-6}$ SI then stays fairly constant until the top of the section. We recall
400 that the magnetic mineralogy experiments found that both magnetite and hematite contribute
401 to the magnetic remanence in the Jingou River sediments. As the magnetic susceptibility of
402 magnetite is ~ 1000 times greater than most other minerals, the evolution of κ probably
403 depends mostly on magnetite concentration. This would imply that changes in source rock
404 occurred punctually albeit with a trend toward increasing amounts of magnetite.

405 From the AMS measurements, the degree of anisotropy (P_j) [Jelinek, 1981] is
406 believed to be sensitive to lithology (such as clay content) or strain (such as compaction
407 forces) whereas the shape parameter (T) [Hrouda, 1982], which describes the shape of the
408 AMS ellipsoid, is related to the average shape of individual grains or the preferred orientation
409 of multiple grains [Grégoire *et al.*, 1998]. Thus, T can provide information related to the
410 hydrologic regime and transport conditions experienced by the sediments [*e.g.*, Kissel *et al.*,
411 1997; Gilder *et al.*, 2001; Charreau *et al.*, 2005 and 2006]. At the Jingou River section, P_j
412 ranges from 0.4% to 7.8% with an average of $2 \pm 1\%$. Figure 8c plots P_j with respect to time,
413 where P_j remains relatively constant from the base to top of the section. However, the scatter
414 of P_j is greater (larger 2σ) from 22-21 Ma to ~15-14 Ma and after 11-10 Ma, whereas P_j
415 varies less from ~15-14 Ma to ~11-10 Ma. T undergoes distinct changes at Jingou He [Fig.
416 8d]. T is close to zero at the base of the section to ca. 20 Ma then trends progressively toward
417 distinctly positive (oblate) values until ca. 15 Ma when it slowly goes back to 0. At ~14 Ma,
418 T again progressively rises to positive values, reaching 0.4 by 12 Ma then remaining at
419 around 0.4 until the top of the section.

420

421 **Sedimentological analysis and age constraints on the Neogene Stratigraphy of the** 422 **Southern Junggar Basin**

423 Based on a preliminary analysis of lithology and sedimentary structures, 12
424 faciological units were identified in the Jingou River magnetostratigraphic section [Fig. 9].
425 Those units are briefly described below, from the bottom to the top of the section, and
426 interpreted in term of depositional processes and environments. Cenozoic sediments from
427 south Junggar are mainly continental in origin, and thus notoriously lacking in fossils; most
428 age constraints of these sediments are based on grain size and sediment colour correlation
429 from a few sections where fossils (mainly mammals and ostracods) have been found. Thus,
430 our sedimentological analysis is useful to better constrain the limit of the different stratigraphic

431 formations in terms of environmental changes. Moreover, our magnetostratigraphic study
432 provides much indispensable information to place the Neogene stratigraphy of southern
433 Junggar in an absolute time frame.

434 At the base of the Anjihai Formations, unit 1 correspond to a stack of green silty marls
435 (dm – few m thick), mudstones (cm – few dm) and bioclastic beds (cm – few dm), rich in
436 fresh water gasteropodes. This first facies attests to a fresh water carbonated biogenic
437 production deposited in a reducing environment. This implies the existence of a carbonaceous
438 reducing lacustrine system at the beginning of the sedimentary history of the studied section.
439 This unit gradually shifts into unit 2 of a series of green silty marls (dm – few m thick),
440 mudstones (cm – few dm) and bioclastic beds (cm – few dm) rich in fresh water gasteropodes
441 but mixed with vertebrate (*e.g.*, turtle) bones and medium to coarse-grained sand. In its
442 upper part, unit 2 exhibits massive to graded or laminated, medium to coarse sandstones (few
443 cm - dm), generally overlain by homolithic, ripple to cross-bedded, coarse sandstones (few
444 dm – m) over slightly erosional surfaces. This second facies association is also reminiscent of
445 a carbonaceous reducing lake but with terrigenous supplies provided by subaqueous currents.
446 A sharp transition occurs between unit 2 and 3 marked by a total change in lithology and
447 color, from green silty marls to red clay-rich fine-grained siltstones. This marked color
448 change is used in this paper and previous Chinese publications (*e.g.* BGMRX, 1993) as the
449 limit between the Anjihai and Shawan Formations. Our magnetostratigraphic commenced
450 near the bottom of the Shawan formation, placing it roughly between the Oligocene to
451 Miocene epochs at ~23.6 Ma.

452 At the base of the Shawan Formation, unit 3 comprises a series of red clay-rich
453 siltstones (dm – m thick), massive to laminated or rippled, medium to coarse sandstones (few
454 cm) and homolithic, rippled to cross-bedded, coarse sandstones to granular conglomerates
455 (few dm – m) deposited over slightly erosional surfaces. Based on our preliminary analysis,
456 these facies may be linked to a subaqueous, terrigenous settling with subaqueous to subaerial
457 currents and are tentatively interpreted as being deposited in a terrigenous oxidizing
458 lacustrine environment near a fluvial system. At its top, unit 3 shifts quickly (few m) to unit
459 4, which is composed of a series of laminated algal limestones (few cm – dm thick), red clay-
460 rich siltstones (few cm – few dm) and massive to rippled, medium to coarse-grained
461 sandstones (few cm – dm) disrupted by homolithic, massive to horizontal and cross-bedded,
462 coarse sandstones to pebble conglomerates (few dm – few m) that lie over erosional surfaces.
463 The siltstones and medium to coarse sandstone layers are often extensively bioturbated and
464 exhibit numerous burrows and potential root tracks. This fourth facies association shows the

465 occurrence of subaerial channel and overbank flows in a place where water can stand and
466 where life (bacterial, animal and vegetal?) developed. The sedimentary environment was
467 likely a fluvial flood plain system with swamps rich in life. Upwards, unit 4 shifts to unit 5
468 over a short transition (few m). Unit 5 includes red massive siltstones (few cm – few dm
469 thick) and massive to rippled, medium to coarse-grained sandstones (few cm – few dm),
470 intercalated with homolithic, massive to horizontal and cross-bedded, coarse sandstones to
471 pebble conglomerates (few dm – few m) all being deposited over erosional surfaces. Those
472 deposits are due to channel and overbank flows in a subaerial environment corresponding to a
473 fluvial system with a flood plain. Unit 5 grades quickly (few m) into unit 6; the transition is
474 marked by the reappearance of green layers of silty marls. We fix the first occurrence of
475 those marls as the limit between the Shawan and Taxihe Formations dated here at ~20.1 Ma.

476 At the base of the Taxihe Formation, unit 6 exhibits alternating facies associations
477 found in units 2 and 3. This alternation points to cyclic changes of sedimentary environments
478 from a terrigenous oxydizing fluvial to lacustrine system, to a carbonaceous reducing one, but
479 still with episodic terrigenous supplies. In the lower part of unit 6, unit 2-like facies are scarce
480 and form only thin layers (few dm thick). Toward the top, these layers get thicker (m – few
481 m) and unit 3-like facies finally quickly disappear to give way to unit 7, where only the unit
482 2-like facies crop out. This seventh unit corresponds therefore to the establishment up of a
483 carbonaceous reducing lacustrine system with terrigenous supplies provided by subaqueous
484 currents. On top of unit 7, unit 3-like facies reappear and an alternation of the unit 2 and 3
485 (and minor unit 11) facies associations are again exposed, extending into unit 8. As for unit 6,
486 this indicates alternations of depositional environments from a carbonaceous reducing lake
487 with terrigenous supplies to a terrigenous one close to a fluvial system. Unit 8 turn into unit 9
488 over a short distance (few m) emphasized by the disappearance of the green silty marls. In
489 this paper, the last occurrence of those marls is considered to be the limit between the Taxihe
490 and Dushanzi Formations, that we dated at ~16 Ma.

491 At the base of the Dushanzi Formation, unit 9 consists of unit 3-like (and minor unit
492 10-like) facies and our preliminary interpretation for the sedimentary environment of these
493 deposits is also a terrigenous oxydizing lake near a fluvial system. Unit 9 shifts quickly (few
494 m) to unit 10, which is composed of red siltstones (few cm – few dm thick) and massive to
495 rippled, medium to coarse sandstones (few cm – dm), intercalated with homolithic, massive
496 to horizontal and cross-bedded, coarse sandstones to pebble conglomerates (few dm – few m)
497 over erosional surfaces. Into this unit, the siltstones and medium to coarse sandstone layers
498 are again extensively bioturbated and exhibit numerous burrows and potential root tracks.

499 This facies association thus shows the occurrence of subaerial channel and overbank flows in
500 a (wet?) setting where abundant life (animal and vegetal?) developed. Upward, this tenth unit
501 gradually shifts to a new one. Unit 11 includes orange, massive, fine sandstones (few cm –
502 few dm thick) and massive to rippled, medium to coarse sandstones (few cm – few dm),
503 disrupted by homolithic, massive to horizontal and cross-bedded, granule to cobble
504 conglomerates (few dm – few m) over strongly erosional surfaces. Those coarse deposits are
505 due to powerful channel and overbank flows in a subaerial environment corresponding to a
506 fluvial system with a coarse-grained flood plain. Unit 11 gradually gives way to unit 12 by a
507 gradual transition. The limit between those two units is considered to be the point where the
508 conglomeratic exceeds ~75 %, which is used to fix the limit between the Dushanzi and Xiyu
509 Formations. Our sampling ceased at this limit and magnetostratigraphy places the lower part
510 of the Xiyu Formation at ca. ~7.6 Ma [Fig. 9].

511 At the Jingou He section, the Xiyu Formation (unit 12) consists of rare, orange,
512 massive to horizontal and cross-bedded, medium to coarse sandstones (dm – few m thick), in
513 between homolithic, massive to horizontal and cross-bedded, granule to blok conglomerates
514 (few dm – few 10 m) deposited over strongly erosional surfaces. This very coarse facies
515 association attests to the occurrence of powerful braided streams in a subaerial environment
516 corresponding to a fan-shaped braided fluvial system.

517 A few more sedimentary units at the top of the Jingou River section probably
518 correspond to late Quaternary and river terraces [BGMRX, 1993]. Those deposits show the
519 same facies association as unit 12 but are sometime interbedded with yellow, massive to
520 horizontal and cross-bedded, loess (dm - few m thick), rich in pebbles and cobbles. The
521 association of this facies with that of unit 12 points to a mixing of sediments transported by
522 wind and powerful subaerial braided streams. The corresponding sedimentary environment is
523 a braided fluvial-fan system with aeolian deposition between active channels.

524

525 **Discussion**

526 *Implications for the Cenozoic Uplift History of the Central Tianshan*

527 Early stage of deformation during the Early Miocene

528 The sedimentological analyses show that the first appearance of a significant detrital
529 input into the foreland basin probably occurred around ~24 Ma which corresponds to the
530 bottom of the unit 2 sedimentary facies. This could indicate that the Tianshan underwent both
531 rapid uplift and erosion at that time. However, sedimentological analyses along one single

532 section should handle with caution, as sedimentary environments may present large
533 variability along strike of the range, especially in continental basins.

534 We recall that the Junggar and Tarim basins are internally filled, thus their sediment
535 volumes at least partially reflect the sediment flux shed from the Tianshan range. Rapid
536 discharge of sediments stored in intramountain basins within the Tianshan [e.g., Bayanbulak],
537 could contribute to heightened flux within the foreland basin, but the volume of these basins
538 is negligible compared to the size of the Tarim and Junggar basins. So, accelerations in
539 sediment flux sustained over long times is normally coupled with an acceleration in erosion.
540 Unfortunately good chronological constraints on drill hole or cross section are rare (see
541 Métivier et al. [1999]), so a detailed knowledge of the evolution of the sedimentary flux
542 remains vague. To progress further, one must assume that changes in sedimentary flux should
543 generate changes in sedimentation rate. *Métivier et al.* [1999] pointed out that 1-D
544 sedimentation rates found along drill hole (or cross section) should be handled with caution
545 since the sedimentation rate at one point may not correlate with the total sediment flux
546 delivered to the basin—especially in the case of continental basins. Indeed, hydrologic
547 network reorganization or modification of local accommodation space driven by fault
548 activation or basin subsidence may also generate changes in sedimentation rate along a single
549 profile.

550 First let us assume that sedimentation rate is a proxy for sediment flux eroded from the range
551 keeping in mind that independent data are needed. In this case, changes in sedimentation rate
552 may be interpreted as accelerations in erosion and/or uplift rates of the Tianshan range. Our
553 magnetostratigraphic analyses do not provide information prior to 24 Ma. From ~23.6 Ma to
554 15 Ma the sedimentation rate was constant but relatively low [<0.1 mm/yr] when compared
555 with other rates [0.2-0.5 mm/yr] found at the front of active mountain ranges [*Opdyke et al.*,
556 1979; *Appel et al.*, 1991; *Gilder et al.*, 2001; *Charreau et al.*, 2005 and 2006]. This seems to
557 contradict the sedimentary analysis which shows an increase in detrital input at ~24 Ma. But
558 this absence of increase in sedimentation rates may be explained by the fact that, before ~24
559 Ma, lower detrital input may be compensated by a biogenetic and chemically driven in situ
560 production which yields higher sedimentation rates; while by ~24 Ma the sedimentation is
561 more clastic driven and strictly dependent on external input. So, other data are needed to
562 clarify this ambiguity.

563 AMS parameters can provide useful complementary information on variations of magnetic
564 grains and sedimentary fabrics and thus may help to solve this dilemma. However, the
565 magnetic fabrics of sediments may be modified by posterior compaction or tectonism, thus

566 obliterating the original sedimentary fabric. So, one needs to first ensure that no significant
567 overprint occurred. If compaction or tectonism affected the rocks, one would expect that the
568 strain would reorganize the magnetic fabric differently depending on the clay content or grain
569 size of the sediments [Kanamatsu *et al.*, 1996; Kodama, *et al.*, 1997; Gilder *et al.*, 2001;
570 Parès *et al.*, 2002]. As shown in Figure 8b, the degree of anisotropy (P_j) remains constant
571 and independent of the lithology along the section showing that the compaction is not
572 significant. Moreover, if the magnetic fabrics were dominated by post-sedimentation effects
573 such as compaction, T should become more oblate as a function of depth and thus the
574 evolution in T should be strongly correlated to the degree of anisotropy P_j . As we did not
575 observe any correlation between T [Fig. 8c] and P_j [Fig. 8a], the magnetic fabrics are likely
576 related to sedimentary processes. So, rock magnetism parameters probably characterize the
577 primary sedimentary fabrics and can be used to decipher environments from sedimentary
578 records. Shape and orientation of magnetic grains are mainly driven by either hydrologic or
579 transport conditions while type of rock source will influence their concentration and nature in
580 sediments.

581 For example, the AMS shape parameter T can provide information related to the hydrologic
582 regime and transport conditions experienced by sediments [Kissel *et al.*, 1997; Gilder *et al.*,
583 2001; Charreau *et al.*, 2005 and 2006]. Indeed, we believe that T is sensitive to a preferred
584 orientation of the particles acquiring during deposition or to the particle shapes themselves.
585 When T is near 0, the particles were likely transported far enough that they became
586 sufficiently eroded to be spherical on average, or that they were deposited in an environment
587 where they acquired no systematic preferred orientation with a random distribution. When T
588 is greater than 0, the particles are oblate and were either not transported far enough to become
589 rounded, or were oriented during deposition because of higher stream capacity. Thus changes
590 in T going from spherical to oblate may imply important hydrologic modifications on the
591 catchment basin with higher stream capacity and/or closer rock source. This may be driven
592 by tectonics or climatic changes in the range. Thus modifications of T should be associated
593 with important changes in the sediment flux delivered to the basins. For example, at the Yaha
594 section [Charreau *et al.*, 2006] in the southern Tianshan, the change in T occurred at ~11 Ma
595 and was correlated with a major acceleration of the sedimentation rates at the same time.

596 Following the hypothesis made above and based on previous studies [Charreau *et al.*,
597 2005 and 2006], the change of T at ~21-20 Ma could mean that an important hydrological
598 reorganization occurred over the Tianshan range at that time. This is confirmed by the
599 sedimentological analysis within the Shawan Formation that shows the sedimentary

600 environment changes from a fluvial system with swampy flood plain that probably favour
601 decantation (unit 4) to a more dynamic fluvial system with more active flood plains (Unit
602 5). The delay between ~24 Ma, which represents the first major detrital input, and ~21 Ma,
603 which represents the first occurrence of significant environmental and hydrodynamic change,
604 may correspond to the time needed by the hydrological network to onset on the Tianshan
605 range and be efficient enough. At ~17 Ma, T decreasing and reaches to 0 by ~15 Ma. Thus,
606 potential hydrologic changes at ~21-20 Ma didn't last over a long period. Indeed, from
607 sedimentological analyses we found that by ~17 Ma, within the Taxi He Formation, the
608 sedimentary environment progressively returns from a fluvial [Unit 6] to a pure lacustrine
609 [Unit 7] environment. This point may also explain the absence of a long-term, high
610 sedimentation rates at that time.

611 Another piece of valuable information comes from magnetic susceptibility (κ) which is, on
612 first order, correlated to the nature and concentration of the magnetic grains in sediments and
613 depends mainly on the source rock. Again the magnetic susceptibility curves show no
614 important modification from ~23.6 Ma to ~15 Ma which likely means that source rock did
615 not change significantly over this period.

616 Finally, thermochronological studies of *Hendrix et al.* [1994] and *Dumitru et al.*,
617 [2001] have shown that by ~24 Ma the northern Tianshan underwent acceleration in uplift
618 some place. Moreover, from a rock magnetic and magnetostratigraphic study of two sections
619 in the Kuche basin (South Tianshan), Huang et al. [2006] identified important changes in
620 rock magnetic parameters at ~20 Ma (without significant increase in sedimentation rates)
621 which they related to beginning of faulting in the southern range. It is also well admitted that
622 by 25-20 Ma Asia underwent a global tectonism reorganization with activation of several
623 important faults, such as the MCT in the Himalaya ranges [*e.g. Catlos et al.*, 2002], the
624 Karakorum fault and the Red River Fault [*Lacassin et al.*, 2001; *Tapponnier et al.*, 1990].
625 We thus think, that by 25-20 Ma, the Tianshan experienced some deformation on both flanks,
626 albeit that uplift and erosion was relatively lower because of the absence of major accelerated
627 and long term sustained sedimentation flux into the basin. Magnetostratigraphy analyses of
628 Oligocene to Early Neogene sediments from Junggar and Tarim are needed to better
629 constrain this point.

630

631 Middle Miocene Uplift

632 Our magnetostratigraphic suggest that sedimentation rate doubled at ~15 Ma and
633 again accelerated at ~11 Ma. Increases in sedimentation rate apparently happened more or
634 less punctually rather than progressively [Figure 8a], remaining relatively constant between
635 times of acceleration. The jumps in sedimentation rate at ~15 Ma and at ~11 Ma may indicate
636 heightened sedimentary flux due to uplift pulses that were accompanied by higher erosion
637 rates. But again, because these are 1-D sedimentation rates, independent data are also
638 required to better understand the cause of the changes in sedimentation rate. So, let us
639 consider the same way of thinking, looking at both sedimentology, AMS and previously
640 published data (mainly thermochronology).

641 At the Jingou River section, correlations between sedimentation rates and various
642 magnetic parameters are rather satisfactory though with some discrepancies. The greatest
643 acceleration in sedimentation rate at ~15 Ma is strongly correlated with change in T. Then,
644 from 15 Ma to top of the section, T remains greater than 0 as the high sedimentation rates
645 persist. Moreover, at ~15 Ma, magnetic susceptibility (κ) strongly increases. So, by ~15 Ma
646 coupled changes in T, κ and sedimentation rate suggest that the hydrodynamic regime
647 become more energetic associated with modification in rock source and heightened sediment
648 flux. Sedimentology observations agree well, as at ~15 Ma, the depositional environment
649 progressively changed from lacustrine (unit 8) to fluvial (unit 9, 10 and 11). This coincides
650 with the passage into the Dushanzi Formation with an initial transition period [unit 9] and
651 then, a clear fluvial system with a coarse-grained flood plain that lasted over the
652 Xiyu/Dushanzi limit (unit 12). We thus believe that the major deformation stage of the
653 Tianshan occurred at ~15 Ma as we observe both important hydrological and environmental
654 changes and a long-term sedimentation rate acceleration at the Jingou River section. On the
655 southern flank of the Tianshan, ~5 km north of the Yaha section [Charreau *et al.*, 2006],
656 Huang *et al.* [2006] also observed an acceleration in the sedimentation rate at ~15 Ma. In the
657 Aksu area [west Tarim], from magnetostratigraphic study, other authors also observe rapid
658 acceleration of the sedimentation rates at this time [Heermance *et al.*, 2005a and 2005b].
659 Independently, from fault scarp analyses Avouac *et al.* [1993] calculated the Holocene
660 shortening rate across the Tianshan and extrapolated this rate to the whole shortening that
661 they obtained from balanced cross sections. They estimated the initiation of deformation of
662 the Tianshan at $16 \pm 22 / -9$ Ma.

663 We also find another acceleration of sedimentation rate at ~11 Ma that remains
664 constant at 0.29 ± 0.10 mm/yr until the top (~7.6 Ma). There are about ~2075 m of Xiyu

665 conglomerate overlying the uppermost site we collected for magnetostratigraphy. Given the
666 top age of ~7.6 Ma, and assuming that age at the surface is close to ~0, yields an average
667 sedimentation rate of ~0.27 mm/yr. So, sedimentation rate probably remained relatively
668 stable until recent times, which is what we observed at the Kuitun section with constant rates
669 from ~10.5 Ma until ~3.1 Ma [Charreau *et al.*, 2005]. However, the average sedimentation
670 rate at the Kuitun section is lower (~0.21 mm/yr) [Charreau *et al.*, 2005]. This may be
671 explained by the fact that the Kuitun section lies at a different place in basin and greater
672 distance from the front range than Jingou River.

673 However, the change at ~11 Ma is not correlated with a significant modification either
674 in the T parameter or in the sedimentary environment. By ~11 Ma, as shown by the
675 κ evolution, the magnetite content of the sediment probably rapidly increases and
676 sedimentological analyses show the disappearance of bioturbation (Unit 11) which means
677 together that some environmental or source changes occurred at this time. Moreover, from a
678 magnetostatic study in the Kuche basin (south Tianshan) we observed an important
679 increase of the sedimentation rates at ~11 Ma associated a change in T parameter from
680 spherical to oblate [Charreau *et al.*, 2006]. Moreover, the Chu section in the Kyrgyz
681 Tianshan also exhibits a significant increase in sedimentation rate at ca. 11 Ma associated to
682 higher denudation rates on the range deduced from U-Th/He thermochronology [Bullen *et al.*,
683 2001 and 2003]. Recently, from analyses of fission tracks on apatite on three transects from
684 the eastern Kyrgyz Tianshan, Sobel *et al.* [2006] demonstrated that the range propagated over
685 110 km eastward over the last ~7-11 Myr. Thus the hypothesis that the Tianshan underwent a
686 global uplift and erosion acceleration by ~11 Ma seems robust. The absence of significant
687 change of both T parameter and sedimentary environment at the Jingou River section may
688 mean that no important hydrodynamic and environmental changes were associated with this
689 late uplift and erosion acceleration.

690

691 *Significance of the Xiyu formation : Arguments against a Plio-Pleistocene uplift of the*
692 *Tianshan*

693 The Xiyu conglomerate is widely distributed in central Asia and was dated as Plio-
694 Pleistocene based on a single finding, at the transition between the Dushanzi and the Xiyu
695 Formations, in the nearby Anjihaihe section [Fig. 2; Chen *et al.*, 1994] of *Equus sameniensis*
696 that is dated from the early Pleistocene up to 2.48 Ma [Feng and Dai, 2004; Zhu *et al.*, 2004;
697 Gaboardi *et al.*, 2005]. The age designation stemming from this finding has had considerable

698 impact, leading some workers to argue for a late Plio-Pleistocene acceleration in uplift of the
699 Tianshan [e.g. *Burchfiel et al.*, 1999] while others argue for an abrupt climate change at that
700 time [*Peizhen et al.*, 2001; *Liu et al.*, 1996]. Thus, knowing the age of the Xiyu Formation
701 could have important consequences on the understanding of the regional tectonics and
702 climate.

703 Our magnetostratigraphic correlation at the Jingou He section dates the limit between the
704 Dushanzi and the Xiyu Formations. Moreover at ~7.6 Ma, 60 km west of Jingou River,
705 magnetostratigraphy analyses of the Kuitun and Dushanzi sections dates the base of the Xiyu
706 Formation at 4.8 Ma and 4.2 Ma, respectively [*Charreau et al.*, 2005]. This leads to a
707 difference of more than 4 Myr for the base of the Xiyu Formation in sections lying 60 km
708 apart. Structural and magnetostratigraphic data from the southern Tianshan also suggest a
709 diachronous deposition of the Xiyu Formation, with basal ages ranging from 1.2 to 2.8 Ma in
710 sections less than ~6 km apart [*Chen et al.*, 2002; *Sharer et al.*, 2004]. Thus the
711 magnetostratigraphy of the Jingou River section reinforces the idea that the deposition of the
712 Xiyu Formation is likely diachronous along the strike of the Tianshan range and probably
713 within individual basins themselves. So, the thick conglomerate known as Xiyu should not be
714 interpreted ever in terms of climate as done by *Peizhen et al.*, [2001] and *Liu et al.* [1996] or
715 in terms of tectonics as done by *Burchfiel et al.* [1999].

716

717 *Cenozoic paleomagnetic rotations in the Tianshan piedmont*

718 Paleomagnetic data from several studies surrounding the Tianshan offer the
719 opportunity to better understand the Neogene deformation history of the region. From the
720 data, we calculated the relative rotation of each locality with respect to the Eurasian synthetic
721 apparent polar wander path [*Besse and Courtillot*, 2002] [Table 2] and plotted them in Figure
722 10. Because the paleomagnetic rotation pattern in the western Tianshan may be complicated
723 by the indentation of India at the Pamir syntaxis, our compilation begins east of 72°E.

724 One quickly sees that all localities on both flanks of the range exhibit significant
725 counterclockwise rotations, on the order of 15° to 20° [Figure 10]. On one hand, this could
726 suggest that the entire Tianshan range rotated with respect to Eurasia. However, Cretaceous
727 and Early Tertiary results collected at sites near to the Tianshan Mountains show no, or only
728 slightly clockwise rotations [*Li et al.*, 1988; *Chen et al.*, 1991 and 1992], which either means
729 that these older rocks were back-rotated by 15° to 20°, or that the sinistral shear component
730 of the deformation was partitioned in the piedmont, whereas the compressive stress acting
731 normal to the chain was accommodated within the chain. Of potential interest is that the

732 rotations from sites located on the northern Tianshan piedmont are rotated slightly, yet within
733 uncertainty limits, more counterclockwise than those from the south [Table 2]. This could
734 mean that the northern flank partitions a greater amount of range-parallel shear. The age of
735 these rotations must be young, and thus rapid, because the Boguzi He sediments rotated some
736 18° since 1 Ma [Chen *et al.*, 2002]. We find no correlation between the magnitude of rotation
737 and the age of the rock.

738 Several workers have proposed that the Tianshan formed in a transpressional tectonic
739 regime with a combination of chain-normal compression and sinistral shear acting parallel to
740 the chain [*e.g.*, Gallagher and Withjack, 1980; Thomas *et al.* 2002]. GPS data collected
741 across the range suggest that deformation acts three times faster in the western Kyrgyz
742 Tianshan (~ 20 mm/yr) than in the eastern Chinese Tianshan (~ 6 mm/yr) [Abdrakhmatov *et*
743 *al.*, 1996; Reigber *et al.*, 2001]. From these data, Reigber *et al.* [2001] argued that the Tarim
744 block rotates clockwise $1.0^\circ/\text{Myr}$ with respect to stable Siberia. Moreover, balanced cross
745 sections and Holocene shortening rates estimated from fault scarps at the piedmonts from
746 both sides of the range led Avouac *et al.* [1993] to argue that Tarim rotated $7.0 \pm 2.5^\circ$
747 clockwise with respect to Junggar since $\sim 15\text{Ma}$.

748 Paleomagnetic constraints on the rotation of Tarim with respect to Junggar are
749 ambiguous, which is largely due to a wide range in rotation magnitude from place to place. In
750 an initial study of Cretaceous rocks, [Chen *et al.*, 1991] found an $8.6 \pm 8.7^\circ$ clockwise rotation.
751 Yet no net rotation was identified in a subsequent study by the same authors [Chen *et al.*,
752 1992]. Gilder *et al.* [1996] found that paleomagnetic rotations recorded in Permian to Tertiary
753 rocks surrounding the Tarim Basin were emplaced in the Late Cenozoic. By summing all of
754 the paleomagnetic poles and comparing against stable Eurasia, they found a significant
755 clockwise rotation of $9.4 \pm 6.4^\circ$. Thus, if the sum of all the localities averages out all the local
756 deformation, and hence local rotations, then Tarim rotated clockwise with respect to Junggar.
757 A significant clockwise rotation of $15.3 \pm 6.7^\circ$ was found in Miocene rocks located in the
758 center of Tarim [Dupont-Nivet *et al.*, 2002]. These workers concluded that the rotation was
759 local in nature. In sum, the paleomagnetic data from Tarim are broadly consistent with the
760 GPS and neotectonic observations; however, we think that no single paleomagnetic study is
761 truly representative of the block as a whole. It is unclear whether the sum of the rotations
762 represents the “real” value, or whether the deformation surrounding Tarim indeed cancels
763 out. If not, it would lead to a bias in the calculated mean rotation.

764 We suggest that the Tianshan piedmonts experienced not only compressive
765 deformation by crustal shortening, but also a component of sinistral shear accommodated by
766 left-lateral strike-slip faults that trend parallel to the range. Indeed, although many seismic
767 focal plane solutions correspond to reversal mechanisms with pure north-south compression,
768 several clearly indicate a transpressional component, with others exhibiting pure strike-slip
769 motion [Nelson *et al.*, 1987]. In sum, because the counterclockwise rotations occur too fast to
770 account for a regional block rotation, and because seismic data show evidence for recent
771 strike slip movements, we favor the hypothesis of local rotation within the numerous
772 piedmont structures to explain the Neogene paleomagnetic rotations.

773

774 **Conclusion**

775 The Jingou River section provides a long and continuous series of late Cenozoic strata of the
776 south Junggar basin, providing a good opportunity to decipher the Tianshan building history.
777 Our approach was to first provide good age constrains using magnetostratigraphy, then to
778 describe the evolution of sedimentary environments from sedimentological and rock
779 magnetic analyses. Important environmental changes are mainly correlated with changes in
780 sedimentation rate. Several magnetostratigraphic studies are now available around the
781 Tianshan, they all find acceleration in sedimentation rates, and several previous
782 thermochronological studies also indicate uplift acceleration at the same time, meaning that
783 the 1D-profiles sedimentation rate and sedimentary environments changes probably likely
784 indicate that total sedimentary flux delivered to the basin were changed, due to heightened
785 uplift and erosion on the range.

786 From this multidisciplinary study, together with similar magnetostartigraphic and
787 thermochronological studies carried out around the Tianshan, we conclude that the whole
788 range probably grew in three major uplift pulses coupled with heightened erosion with (1)
789 initiation of some deformation by 24-21 Ma, (2) the main phase of uplift at ~15 Ma and (3) a
790 later acceleration at ~11 Ma. Moreover, we show that the Xiyu Formation does not represents
791 either a late Pliocene uplift of the range or a regional climate change because its deposition
792 was not synchronous over the basin with different ages at different localities.

793 Finally, from the high resolution record of magnetic directions provided by the
794 magnetostratigraphic analyses of the Jingour River section and other similar studies around
795 the Tianshan, we show that Tianshan piedmonts probably underwent transpressional
796 deformation with rapid rotation due to strike slip faulting.

797

798 **Acknowledgements**

799 The French program ECLIPSE and the Chinese project 973 No G1999043303 and No
800 1999043509, PRA, ANR financed this study. This is IPGP contribution XXXX.

801

801 **References**

- 802 Abdrakhmatov, K.Y., S.A. Aldazhanov, B.H. Hager, M.W. Hamburger, T.A. Herring, K.B.
803 Kalabaev, V.I. Makarov, P. Molnar, S.V. Panasyuk, M.T. Prilepin, R.E. Reilinger, I.S.
804 Sadybakasov, B.J. Souter, Y.A. Trapeznikov, V.Y. Tsurkov, and A.V. Zubovich,
805 (1996), Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS
806 measurements crustal deformation rates, *Nature*, 384, 450-453.
- 807 Aitchison, J.C., A.M. Davis, Badengzhu, and H. Luo, (2002), New constraints on the India-
808 Asia collision: the Lower Miocene Gangrinboche conglomerates, Yarlung Tsangpo
809 suture zone, SE Tibet, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21 (3), 251-263.
- 810 Appel, E., W. Rösler, and G. Corvinus, (1991), Magnetostratigraphy of the Miocene-
811 Pleistocene Surai Khola Siwaliks in West Nepal, *Geophysical Journal International*,
812 105 (191-198).
- 813 Avouac, J.-P., and P. Tapponier, (1992), Kinematic model of active deformation in central
814 Asia, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315 (II), 1791-1798.
- 815 Avouac, J.-P., P. Tapponier, P. Bai, M. You, and G.A. Wang, (1993), Active Thrusting and
816 folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative
817 to Dzungaria and Kazakhstan, *Journal of Geophysical Research*, 98, 11.791-11.808.
- 818 Berggren, W.A., D.V. Kent, C.C. Swisher, and M.-P. Aubry, (1995), A revised
819 geochronology and chronostratigraphy, in *Geochronology Time Scales and Global*
820 *Stratigraphic Correlation*.
- 821 Besse, J., and V. Courtillot, (2002), Apparent and true polar wander and the geometry of the
822 geomagnetic field over the last 200 Myr, *Journal of Geophysical Research*, 107, DOI
823 10.1029/2000JB000050.
- 824 Bonis, L.d., G. Koufos, and S. Sen, (1998), Ruminants (Bovidae and Tragulidae) from the
825 middle Miocene (MN 5) of the island of Chios, Aegean sea (Greece). *Neues Jahrbuch*
826 *für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, Stuttgart*, 210 (3), (3): 399-420.
- 827 Bullen, M.E., Burbank, D.W., Garver, J.I., and Abdrakhmatov, K.Y., 2001, Late Cenozoic
828 tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation
829 of mountain building. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 113, p. 1544-
830 1559.
- 831 Bullen, M.E., Burbank, D.W., and Garver, J.I., 2003, Building the Northern Tien Shan :
832 Integrated Thermal, Structural, and Topographic Constraints. *Journal of Geology*, v.
833 111, p. 149-165.

834 Burchfiel, B.C., E.T. Brown, D. Qidong, J. Li, X. Feng, P. Molnar, J. Shi, Z. Wu, and H.
835 You, (1999), Crustal Shortening on the Margins of the Tian Shan, Xinjiang, China,
836 *International Geology Review*, 41, 663-700.

837 Bureau of Geological and Mineral Resources of the Xinjiang Uygur Autonomous Region,
838 (1993), Regional geology of Xinjiang Uygur Autonomous region, People's Republic
839 of China ministry of Geology and mineral resources, *Geol. Mem.* (32), 841 pp

840 Burtman, V.S., (1975), Structural geology of the Variscan Tian Shan, USSR, *American*
841 *Journal of Science*, 275-A, 157-186.

842 Catlos, E.J., T.M. Harrison, C.E. Manning, M. Grove, S.M. Rai, M.S. Hubbard, and B.N.
843 Upreti, (2002), Records of the evolution of the Himalayan orogen from in situ Th-Pb
844 ion microprobe dating of monazite: Eastern Nepal and western Garhwal, *Journal of*
845 *Asian Earth Sciences*, 20 (5), 459-479.

846 Charreau, J., Y. Chen, S. Gilder, S. Dominguez, J.-P. Avouac, S. Sevket, S. Dongjang, L.
847 Yangan, and W. Wei-Ming, (2005), Magnetostratigraphy and rock magnetism of the
848 Neogene Kuitunhe section (northwest China) : implications for Late Cenozoic uplift
849 of the Tianshan mountains, *Earth and Planetary Science Letters*, 230, 177-192.

850 Charreau, J., S. Gilder, Y. Chen, S. Dominguez, J.-P. Avouac, Sevket Sen, M. Jolivet, Y. Li,
851 and W. Wang, (2006), Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China):
852 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tianshan Mountains, *Geology*, 34 (3),
853 181-184.

854 Chen, G., (1988), Remarks on the *Oioceros* species (Bovidae, Artiodactyla, Mammalia) from
855 the Neogene of China., *Vertebrata Palasiatica.*, 26 (169-172).

856 Chen, H., X.L. Lin, K.N. Guan, and J.M. Xu, (1994), Early Pleistocene deposits and its lower
857 boundary (Q/N) in Tian Shan MT, Xinjiang Region, *Quaternary sciences*, 1, 38-47.

858 Chen, J., D.W. Burbank, K.M. Scharer, E. Sobel, J. Yin, C. Rubin, and R. Zhao, (2002),
859 Magnetostratigraphy of the Upper Cenozoic strata in the Southwestern Chinese Tian
860 Shan: rates of Pleistocene folding and thrusting, *Earth and Planetary Science Letters*,
861 195 (1-2), 113-130.

862 Chen, Y., J.P. Cogné, V. Courtillot, J.-P. Avouac, P. Tapponnier, W. Gongque, B. Meixiang,
863 Y. Hongzi, L. Ming, W. Chunsheng, and E. Buffetaut, (1991), Paleomagnetic Study
864 of Mesozoic Continental Sediments Along the Northern tien Shan (China) and
865 Heterogeneous Strain in Central Asia, *Journal of Geophysical Research*, 96 (B3),
866 4065-4082.

- 867 Chen, Y., J.-P. Cogné, and V. Courtillot, (1992), New Cretaceous paleomagnetic poles from
868 the Tarim Basin, Northeastern China, *Earth and Planetary Science Letters*, 114, 17-38.
- 869 Chen, H., X.L. Lin, K.N. Guan, and J.M. Xu, (1994), Early Pleistocene deposits and its lower
870 boundary (Q/N) in Tian Shan MT, Xinjiang Region, *Quaternary sciences*, 1, 38-47.
- 871 Cogné, J.P., N. Halim, Y. Chen, and V. Courtillot, (1999), Resolving the problem of shallow
872 magnetizations of Tertiary age in Asia: Insights from paleomagnetic data from the
873 Qiantang, Kunlun, and Qaidam blocks (Tibet, China), and a new hypothesis, *Journal*
874 *of Geophysical Research*, 104 (B8), 17715-17734.
- 875 Cogné, J.P., (2003), Paleomac : a Macintosh TM application for treating paleomagnetic data
876 and making plate reconstructions, *Geochem. Geoph. Geost.*, 4 (1), 1007.
- 877 Dumitru, T.A., D. Zhou, E.Z. Chang, S.A. Graham, M.S. Hendrix, E.R. Sobel, and A.R.
878 Carroll, Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan, in *Paleozoic*
879 *and Mesozoic tectonic evolution of central Asia : From continental assembly to*
880 *intracontinental deformation*, edited by M.S. Hendrix, and G.A. Davis, pp. 71-99,
881 Geological Society of America Memoir 194, Boulder : Colorado, 2001.
- 882 Dupont-Nivet, G., Z. Guo, R.F. Butler, and C. Jia, (2002), Discordant paleomagnetic
883 direction in Miocene rocks from the central Tarim Basin : evidence for local
884 deformation shallowing, *Earth and Planetary Science Letters*, 199, 473-482.
- 885 England, P., and G. Houseman, (1986), Finite strain calculations of continental deformation :
886 2. Comparaison with the India-Asia collision zone, *Journal of Geophysical Research*,
887 91 (B3), 3664-3676.
- 888 England, P., and P. Molnar, (1997), The field of crustal velocity in Asia calculated from
889 Quaternary rates of slip on faults, *Geophysical Journal International*, 130, 551-582.
- 890 Fisher, R.A., (1953), Dispersion on a sphere, *Proc. R. Soc.*, 217 (Ser. A), 295-302.
- 891 Feng, X.-j., and W.-q. Dai, (2004), Lateral migration of fault activity in Weihe basin., *ACTA*
892 *SEISMOLOGICA SINICA*, 17 (2), 190-199.
- 893 Fu, B., A. Lin, K.-i. Kano, T. Maruyama, and J. Guo, (2003), Quaternary folding of the
894 eastern Tian Shan, northwest China, *Tectonophysics*, 369 (1-2), 79-101.
- 895 Gaboardi, M., T. Deng, and Y. Wang, (2005), Middle Pleistocene climate and habitat change
896 at Zhoukoudian, China, from the carbon and oxygen isotopic record from herbivore
897 tooth enamel, *Quaternary Research*, 63 (3), 329-338.
- 898 Gabunia, L., *Fossil vertebrate fauna of Belometcheskaya (in Russian)*, 138 pp., Metsniereba
899 Tbilissi, 1973.

900 Gallagher, J.J., and M.O. Withjack, (1980), Basement tectonics of China - continental scale
901 cataclastic flow, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 64 (5), 710-
902 711.

903 Gentry, A.W., G. Rössner, and E.P.J. Heizmann, Suborder Ruminantia, in *The Miocene Land*
904 *Mammals of Europe*, edited by G. Rössner, and K. Heissig, pp. 225-258, Verlag Dr.
905 Friedrich Pfeil, München, 1999.

906 Gilder, S., X. Zhao, R. Coe, Z. Meng, V. Courtillot and J. Besse, Paleomagnetism, tectonics
907 and geology of the southern Tarim basin, northwestern China, *Journal of Geophysical*
908 *Research*, 101, 22,015-22,031, 1996.

909 Gilder, S., Y. Chen, and S. Sevket, (2001), Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock
910 magnetism of the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and
911 implications for shallow inclinations in central Asia, *Journal of Geophysical*
912 *Research*, 106 (12), 30505-30521.

913 Gregoire, V., J. Darrozes, P. Gaillot, A. Nedelec, and P. Launeau, (1998), Magnetite grain
914 shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional
915 case study, *Journal of Structural Geology*, 20 (7), 937-944.

916 Hendrix, M.S., A.S. Graham, A.R. Carroll, E.R. Sobel, C.L. McKnight, B.J. Schulein, and Z.
917 Wang, (1992), Sedimentary record and climatic implications of deformation in the
918 Tian Shan : Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and
919 Turpan Basins, northwest China, *Geological Society of American Bulletin*, 104, 53-
920 79.

921 Hendrix, M.S., T.A. Dumitru, and A.S. Graham, (1994), Late Oligocene-early Miocene
922 unroofing in the Chinese Tian Shan : An early effect of the India-Asia collision,
923 *Geology*, 22, 487-490.

924 Heermance R.V., D.W.Burbank, J. Chen, E. R Sobel, (2005a) Tectonic Control on Evolving
925 Depositional Systems Constrained by Magnetostratigraphy in the Southwestern
926 Chinese Tian Shan Foreland, Thrust Belts and Foreland Basins, Joint meeting of the
927 Société Géologique de France and the Sociedad de Geologica de Espana, Rueil-mal
928 Maison, France

929 Heermance R.V., J. Chen, D.W.Burbank, E. R Sobel, (2005b) New Age-Constraints on Syn-
930 Tectonic Stratigraphy and Basin Evolution in the Southwestern Chinese Tianshan
931 Foreland, AGU Fall meeting

932 Huang, B., J.D.A. Piper, S. Peng, T. Liu, Z. Li, Q. Wang, and R. Zhu, (2006),
933 Magnetostratigraphic study of the Kuche Depression, Tarim Basin, and Cenozoic

934 uplift of the Tian Shan Range, Western China, *Earth and Planetary Science Letters*,
935 251 (3-4), 346-364.

936 Hrouda, F., (1982), Magnetic anisotropy of rocks and its application to geology and
937 geophysics, *Geophys. Surv.*, 5, 37-82.

938 Jelinek, V., (1981), Characterization of the magnetic fabrics of rocks, *Tectonophysics*, 79, 63-
939 67.

940 Kanamatsu, T., E. Herrero-Bervera, A. Taira, S. Saito, and J. Ashi, (1996), Magnetic fabric
941 development in tertiary accretionary complex in the Boso and Miura Peninsulas of
942 central Japan, *Geophysical Research Letters*, 23 (5), 471-474.

943 Kirschwink, J.L., (1980), The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic
944 data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-712.

945 Kissel, C., C. Laj, B. Lehman, L. Labyrie, and V. Bout-Roumazeilles, (1997), Changes in the
946 strength of the Iceland-Scotland Overflow Water in the last 200,000 years: Evidence
947 from magnetic anisotropy analysis of core SU90-33, *Earth and Planetary Science
948 Letters*, 152 (1-4), 25-36.

949 Kodama, K.P., (1997), A successful rock magnetic technique for correctng paleomagnetic
950 inclination shallowing: Case study of the Nacimiento Formation, New Mexico,
951 *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 102 (B3), 5193-5205.

952 Köhler, M., (1987), Boviden des türkischen Miozäns (Känozoikum und Braunkohlen der
953 Türkei. 28). *Paleontologia y Evolucion*, . 21, 133-246.

954 Kostopoulos, D.S., (2005), The Bovidae (Mammalia, Artiodactyla) from the late Miocene of
955 Akkasdagi, Turkey. *Geodiversitas*, 27, 747-791.

956 Krijgsman, W., (2003), Magnetostratigraphic dating of the Çandir fossil locality (Middle
957 Miocene, Turkey). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 240, 41-49.

958 Lacassin, R., F. Valli, N. Arnaud, P.H. Leloup, J.L. Paquette, L. Haibing, P. Tapponnier, M.-
959 L. Chevalier, S. Guillot, G. Maheo, and X. Zhiqin, (2004), Large-scale geometry,
960 offset and kinematic evolution of the Karakorum fault, Tibet, *Earth and Planetary
961 Science Letters*, 219 (3-4), 255-269.

962 Li, Y., Z. Zhang, M. McWilliams, R. Sharps, Y. Zhai, Y. Li, Q. Li, and A. Cox, (1988),
963 Mesozoic paleomagnetic results of the Tarim craton: Tertiary relative motion between
964 China and Siberia?, *Geophysical Research Letters*, 15, 217-220.

965 Liu, T., M. Ding, and E. Derbyshire, (1996), Gravel Deposits on the margins of the Qinghai-
966 Xizang plateau, and their environmental significance,
967 *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 159-170.

968 McEhlinny, M.W., and P.L. McFadden, (1964), Statistical Significance of the Fold Test in
969 Paleomagnetism, *Geophys. J. R. astron. Soc.*, 7, 457-468.

970 McFadden, P.L., and M.W. McEhlinny, (1990), Classification of the reversal test in
971 Paleomagnetism, *Geophysical Journal International*, 103, 725-729.

972 Métivier, F., and Y. Gaudemer, (1997), Mass transfer between eastern Tien Shan and
973 adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics, *Geophysical Journal
974 International*, 128, 1-17.

975 Métivier, F., Y. Gaudemer, P. Tapponnier, and K. Michel, (1999), Mass accumulation rates
976 in Asia during the Cenozoic, *Geophysical Journal International*, 137, 280-318.

977 Molnar, P., and P. England, (1990), Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global
978 climate change: chicken or egg?, *Nature*, 346, 29-34.

979 Molnar, P., E.T. Brown, B.C. Burchfiel, Q. Deng, X. Feng, J. Li, G.M. Raisbeck, J. Shi, Z.
980 Wu, F. Yiou, and H. You, (1994), Quaternary Climate Change and the Formation of
981 River Terraces across Growing Anticlines on the North Flank of the Tien Shan,
982 China, *Journal of Geology*, 102, 583-602.

983 Nelson, M.R., R. McCaffrey, and P. Molnar, (1987), Source parameters for 11 earthquakes in
984 the Tian Shan, Central Asia, determined by P and Sh waveform inversion, *Journal of
985 Geophysical Research*, 92 (B12), 12629-12648.

986 Opdykes, N.D., E. Lindsay, N. Johnson, R.A.K. Tahirkheli, and M.A. Mirza, (1979),
987 Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate paleontology of the upper Siwaliksub-
988 Group of northern Pakistan, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 27,
989 1-34.

990 Parès, J.M., and B. Van der Pluijm, (2002), Evaluating magnetic lineations (AMS) in
991 deformed rocks, *Tectonophysics*, 350, 283-298.

992 Patriat, P.A., and J. Achache, (1984), India-Eurasia collision chronology has implications for
993 crustal shortening and driving mechanisms of plates, *Nature*, 311, 615-621.

994 Peizhen, Z., P. Molnar, and W.R. Downs, (2001), Increased sedimentation rates and grain
995 sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates, *Nature*,
996 410, 891-897.

997 Peltzer, G., P. Tapponnier, and P. Cobbold, (1982), Les grands décrochements de l'Est
998 asiatique, évolution dans le temps et comparaison avec un modèle expérimental,
999 *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Serie IIA: Sciences de la Terre et des
1000 Planetes*, 294, 1341-1348.

- 1001 Pilgrim, G.E., (1934), Two new species of Sheep-like antelope from the Miocene of
1002 Mongolia., *American Museum Novitates*, 716, 1-29.
- 1003 Poisson, B., and J.-P. Avouac, (2004), Holocene Hydrological Changes Inferred from
1004 Alluvial Stream Entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China), *Journal of*
1005 *Geology*, 112, 231-249.
- 1006 Reigber, C., G.W. Michel, R. Galas, D. Angermann, J. Klotz, J.Y. Chen, A. Papschev, R.
1007 Arslanov, and V.E. Tzurkov, Ishanov, M.C., (2001), New space geodetic constraints
1008 on the distribution of deformation in the Central Asia, *Earth and Planetary Science*
1009 *Letters*, 191, 157-165.
- 1010 Roberts, A.P., and M. Winklhofer, (2004), Why are geomagnetic excursions not always
1011 recorded in sediments? Constraints from post-depositional remanent magnetization
1012 lock-in modelling, *Earth and Planetary Science Letters*, 227 (3-4), 345-359.
- 1013 Scharer, K.M., Burbank, D.W., Chen, J., Weldon, R.J., Rubin, C., Zhao, R., and Shen, J.,
1014 2004, Detachment folding in the Southwestern Tian Shan-Tarim foreland, China:
1015 shortening estimates and rates: *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 2119-2137.
- 1016 Sobel, E.R., Oskin, M., Burbank, D., and Mikolaichuk, A.V., 2006, Exhumation of basement-
1017 cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track
1018 thermochronology: *Tectonics*, v. 25, p. doi:10.1029/2005TC001809.
- 1019 Sokolov, J.J., (1949), On the remains of Cavicornia (Bovidae, Mammalia) from the Middle
1020 Miocene of the North Caucasus., *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 67 (6), 1101-1104.
- 1021 Sun, J., R. Zhu, and J. Bowler, (2004), Timing of the Tianshan Mountains uplift constrained
1022 by magnetostratigraphic analysis of molasse deposits, *Earth and Planetary Science*
1023 *Letters*, 219, 239-253.
- 1024 Tapponnier, P., and P. Molnar, (1976), Slip-line field theory and large-scale continental
1025 tectonics, *Nature*, 264 (5584), 319-324.
- 1026 Tapponnier, P., R. Lacassin, H. Leloup, U. Schärer, Z. Dalai, L. Xiaohan, J. Shaocheng, Z.
1027 Lianshang, and Z. Jiayou, (1990), The Ailao Shan/Red River metamorphic belt:
1028 Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China, *Nature*, 343 (6257),
1029 431-437.
- 1030 Tapponnier, P., Z. Xu, F. Roger, B. Meyer, N. Arnaud, G. Wiltinger, and J. Yang, (2001),
1031 Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau, *Science*, 294, 1670-1677.
- 1032 Thomas, J.C., R. Lanza, A. Kazansky, V. Zykin, N. Semakov, D. Mitrokhlin, and D.
1033 Delavaux, (2002), Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin

- 1034 (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai) : tectonic implications for
1035 central Asia, *Tectonophysics*, 351, 119-137.
- 1036 Wang, X., Z. Qui, and N.D. Opdyke, (2003), Litho-, Bio-, and Magnetostratigraphy and
1037 Paleoenvironment of Tunggur Formation (Middle Miocene) in Central Inner
1038 Mongolia, China., *American Museum Novitates*, 3411, 1-31
- 1039 Windley, B.F., M.B. Allen, C. Zhang, Z.-Y. Zhao, and G.R. Wang, (1990), Paleozoic
1040 accretion and Cenozoic deformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia,
1041 *Geology*, 18, 128-131.
- 1042 Zhu, R.X., R. Potts, F. Xie, K.A. Hoffman, C.L. Deng, C.D. Shi, Y.X. Pan, H.Q. Wang, R.P.
1043 Shi, Y.C. Wang, G.H. Shi, and N.Q. Wu, (2004), New evidence on the earliest human
1044 presence at high northern latitudes in northeast Asia, *Nature*, 431, 559-561.
- 1045 Zijderveld, J.D.A., A.C. (1967) demagnetization of rocks: Analysis of results, in *Methods in*
1046 *paleomagnetism*, edited by D.W. Collinson, K.M. Creer, and S.K. Runcorn, pp. 254-
1047 286.

1048

1049 **Table and figure captions**

1050 Table 1: Site-mean paleomagnetic directions from this study. Sites A-C come from the
1051 northern flank of the Huo'ergosi anticline. Subsections 1 to 8 come from the
1052 magnetostratigraphic section. Abbreviations are: n, number of samples; D, magnetic
1053 declination; I, magnetic inclination; g, geographic coordinates; s, stratigraphic
1054 coordinates; k, precision parameter; α_{95} , radius of the cone in which the mean
1055 direction lies within 95% confidence.

1056 Table 2: Paleomagnetic poles from the Jingouhe section and other previous studies carried out
1057 on Cenozoic sediments across the Tianshan and relative rotations of these localities
1058 with respect to the APWP for Eurasia [Besse and Courtillot, 2002]. Site locations
1059 are indicated by latitude and longitude coordinates or number on Figure 9 of the
1060 general Tianshan map. D and I are respectively the magnetic declination and
1061 inclination at the corresponding site with α_{95} radius of the cone in which the mean
1062 direction lies within 95% confidence, n represents the number of samples at each
1063 site. Paleopoles and their uncertainties were calculated using unpublished Enkin
1064 software with λ_p the latitude, ϕ_p the longitude while dp/dm are the corresponding
1065 confidence angles. The relative rotations were calculated using the APWP
1066 reference for Europe from Besse and Courtillot [2002]. Magnetostratigraphic
1067 sections are considered as one single paleomagnetic site. As the Kuitunhe and the
1068 Noruz sections span respectively from 3.1 to 10.5 Ma, 3 to 9 Ma, we compare their
1069 observed average directions with the APWP pole at 5 Ma. The Yaha section and the
1070 Jingouhe sections spanning respectively from 5.2 to 12.3 Ma and ~8.3 to 21.7 Ma, the
1071 declinations were compared to the APWP pole at 10 Ma and 15 Ma, respectively.
1072 The Boguzihe section [Chen *et al.*, 2001] is younger from 1 to 3.5 Ma but we chose
1073 the 5 Ma APWP pole to determine the paleomagnetic rotation.

1074 Figure 1: (a) Topographic map of central Asia; (b) geological map of the Tianshan area

1075 Figure 2: (a) Geological map of the Shawan area [after Avouac *et al.* 1993] showing the
1076 location of the Kuitun section [Charreau *et al.*, 2005], the Dushanzi section [Sun *et*
1077 *al.*, 2004] and the Jingou he river magnetostratigraphic section, (b) detailed
1078 topographic map of the Jingou he river section with sampling sites and (c) cross
1079 section of the Huo'ergosi anticline indicating the position of paleomagnetic cores
1080 and *Hypsodontus sp.* .

1081 Figure 3: *Hypsodontus* sp. Lower jaw fragment with second and third molars in lateral view.
1082 Scale bar 200 mm.

1083 Figure 4: Curie point analyses (a,b and c) and acquisition of Isothermal Remanent
1084 Magnetization (d,e and f) of representative samples.

1085 Figure 5: Representative Zijderveld diagrams [Zijderveld, 1967] obtained from both thermal
1086 and alternating field (AF) demagnetization [in situ coordinates).

1087 Figure 6: (a,b) Equal area projections of the principal component directions (242 samples)
1088 and (c, d) equal area projection of the 11 mean directions used to make a significant
1089 fold test, in in situ and tectonic corrected coordinates, respectively. Diamond (a)
1090 shows the mean direction for each polarity while the grey (open) stars represent the
1091 (overall) mean directions in both polarities. White diamond and star (a) represent
1092 the Present Day earth magnetic Field (PDF) and the Geomagnetic Axial dipole
1093 (GAD) respectively.

1094 Figure 7: (a) Magnetic declination and magnetic inclination corresponding to the samples fit
1095 with principal component analysis. (b) magnetostratigraphic column from this study
1096 (c) reference polarity time scale after *Berggren et al.* [1995]; (d) Age versus depth
1097 plot of the Jingou he river section, using the data and correlation from Figures 6b
1098 and 6c.

1099 Figure 8: Variations in sedimentation rate (a), the degree of anisotropy (P_j), (b), the shape
1100 parameter (T), (c) and the magnetic susceptibility (κ), (d) as a function of time for
1101 the Jingou he river section. Heavy solid line shows the averages of a sliding window
1102 shifted every 50 m; 1σ uncertainties in grey.

1103 Figure 9: Synthetic sedimentological column of the Jingou River magnetostratigraphic
1104 section (a), facies description and environmental interpretation of the different
1105 sedimentological units, (b) Unit, facies association and their sedimentary
1106 environmental interpretation, (c) corresponding stratigraphic formations and
1107 magnetostratigraphic ages.

1108 Figure 10: Simplified topographic map with site location of studies presented on Table 2 and
1109 their paleomagnetic rotation with respect to synthetic Eurasian APWP poles [*Besse*
1110 *and Courtillot, 2002*].

1111

1111 **Table 1**

1112

Site	Thickness (m)	<i>n</i>	<i>D_g</i> (°)	<i>I_g</i> (°)	<i>D_s</i> (°)	<i>I_s</i> (°)	<i>k</i>	α_{95} (°)
Mean	2075 - 4572	273	353.8	-0.2	348.5	53.1	15.1	2.3
1	2330-2580	42	350.7	2.1	343.8	55.5	13.5	6.9
2	2580-2830	42	356.9	3.1	354.4	57.6	18.4	5.3
3	2830-3080	30	358.5	1.1	357.7	57.6	17.4	6.5
4	3080-3330	28	357.0	-1.6	355.5	53.1	13.6	7.7
5	3330-3580	33	352.0	0.2	346.7	54.1	14.9	6.7
6	3580-3830	27	351.4	3.5	344.3	57.2	17.4	6.9
7	3830-4080	24	354.7	-0.7	351.5	54.0	12.9	8.6
8	4080-4572	47	357.8	-5.1	357.7	48.9	15.0	7.4
A	-	6	184.6	56.4	358.6	21.3	22.8	14.3
B	-	4	217.4	40.4	343.1	30.5	12.0	27.7
C	-	7	253.3	-84.7	140.5	-59.2	7.2	24.1
Average	-	-	351.1	17.8	-	-	3.0	30.6
Average	-	-	-	-	349.9	50.9	36.6	7.3

1113

Table 2

Study	Area	Age	n	Age	Site			Paleopole		Rotation Locality/Europe (°)	Reference			
					Lat.N(°)	Long.E(°)	D (°)	I(°)	α_{95} (°)			λ_p (°)	ϕ_p (°)	dp/dm
Kuitunhe	South Junggar	3.1-10.5 Ma	182	3.1-10.5 Ma	44.3	84.8	347.3	59.4	2.4	80.3	352.8	2.7/3.6	-18.5 ± 5.2 ¹	1.Charreau et al., 2005
Jingou He	South Junggar	~8.1 to 23 Ma	242	~8.1 to 23 Ma	44.2	85.5	348.5	53.1	2.3	76.2	309.6	2.2/3.2	-18.3 ± 4.4 ²	2.This study
Yaha	North Tarim	5.2-12.6 Ma	388	5.2-12.6 Ma	41.9	83.3	353.1	43.3	1.8	72.5	284.5	1.4/2.2	-13.5 ± 4.5 ³	3.Charreau et al., 2006
Boguzi He	North Tarim	1-3.5 Ma	258	1-3.5 Ma	39.7	76.3	349.4	43.3	1.9	73.0	290.9	1.5/2.4	-15.3 ± 3.7 ¹	4.Chen et al., 2002
Noruz	Chu Basin [North Tianshan)	3-9 Ma	75	3-9 Ma	42.8	74.8	344.0	64.0	9.9	78.2	4.8	12.6	-20.9 ± 18.4 ¹	5.Bullen et al., 2001

1. APWP pole at 5 Ma: $\lambda_p = 86.3^\circ$, $\phi_p = 178.7^\circ$ and $A_{95} = 2.6^\circ$
2. APWP pole at 10 Ma: $\lambda_p = 85.0^\circ$, $\phi_p = 155.7^\circ$ and $A_{95} = 3.1^\circ$
3. APWP pole at 15 Ma: $\lambda_p = 84.2^\circ$, $\phi_p = 154.9^\circ$ and $A_{95} = 3.2^\circ$

Fig. 1

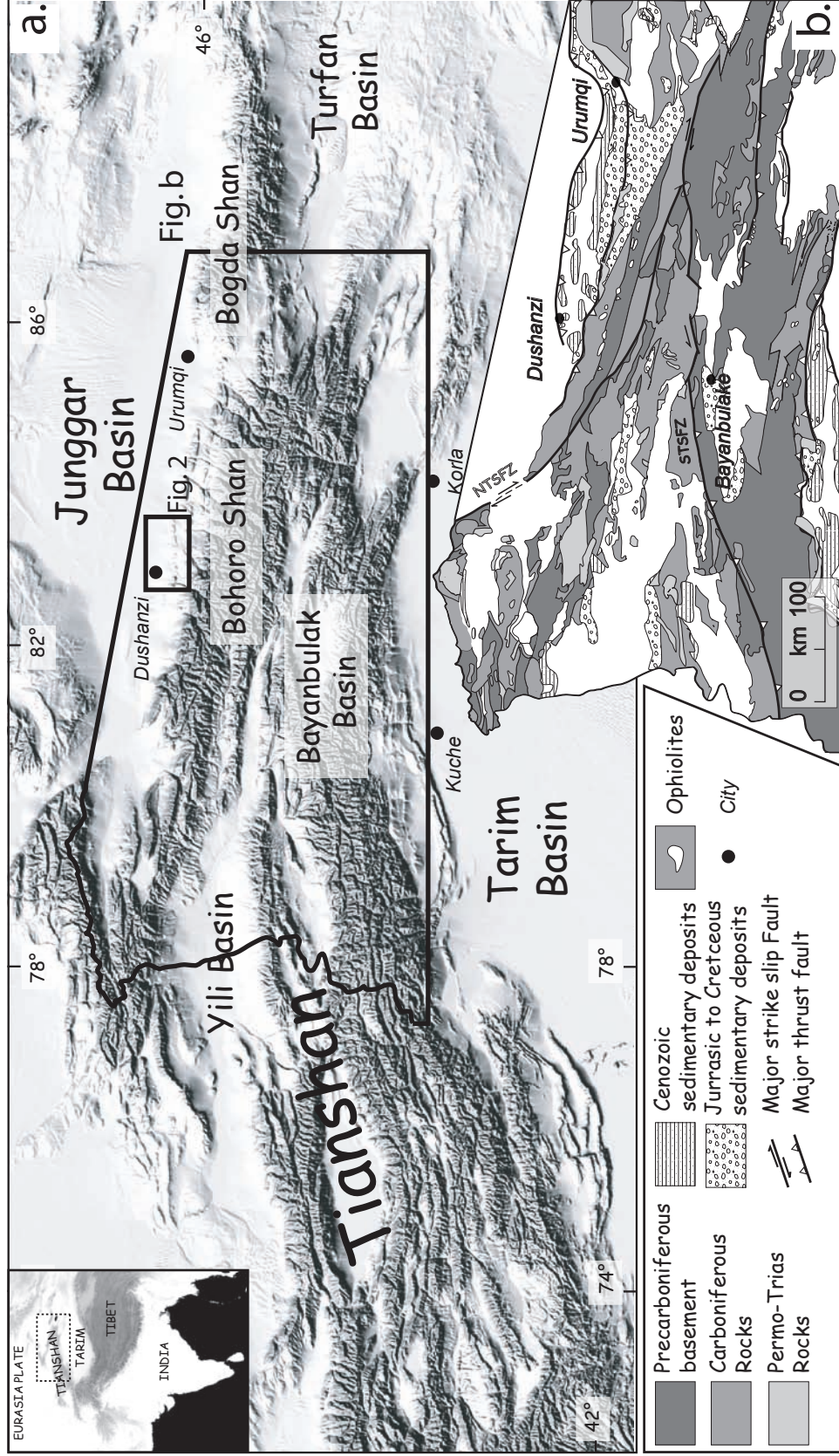
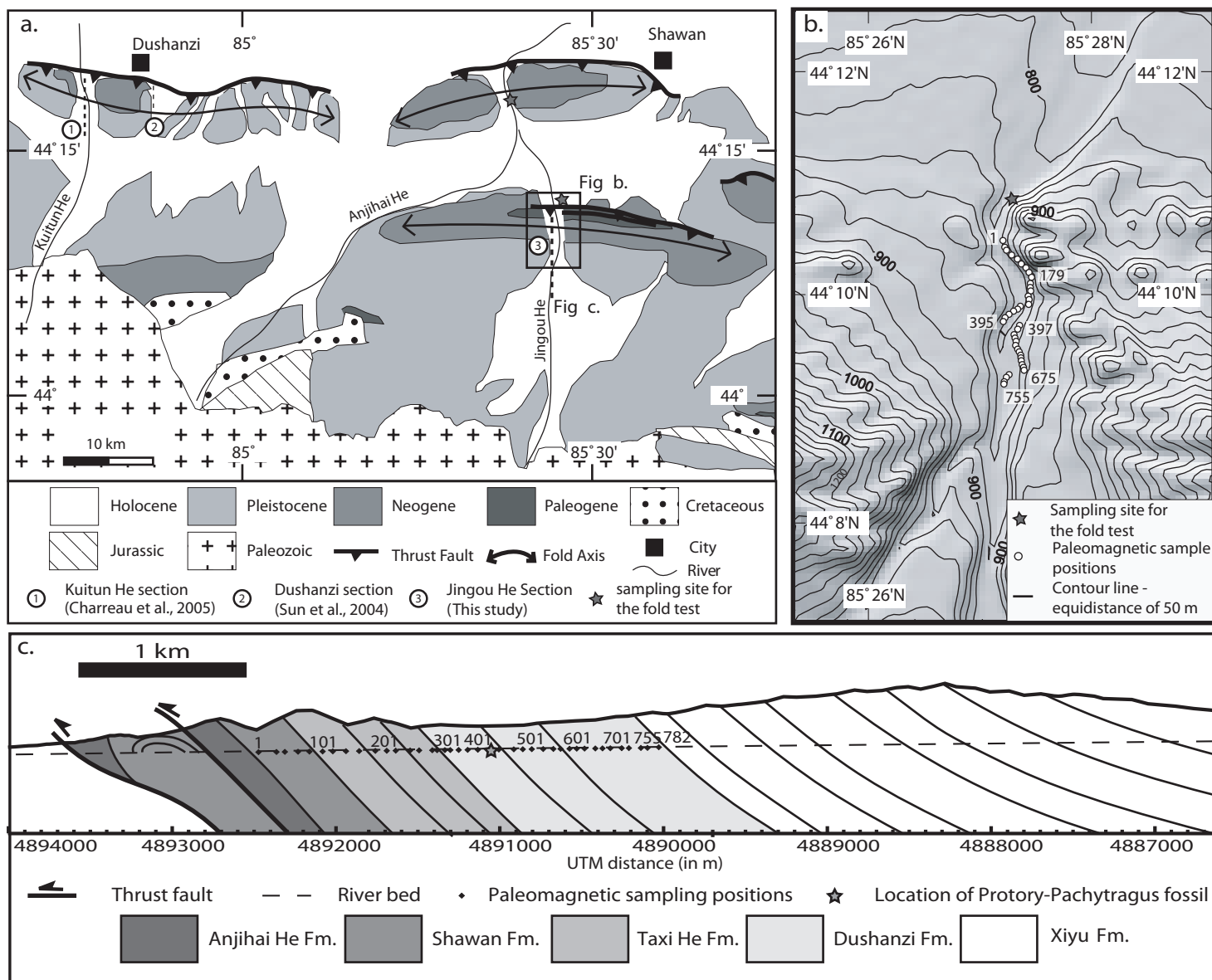


Fig. 2



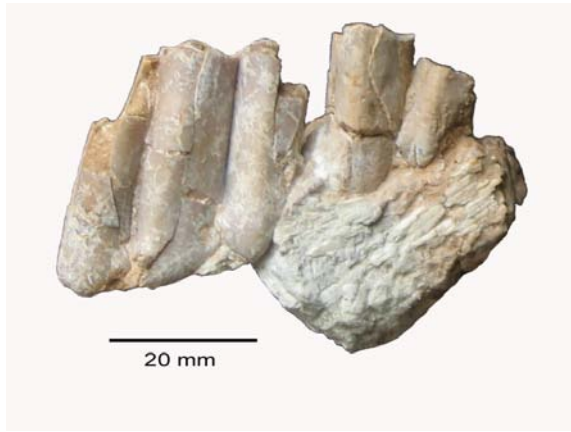


Fig.3

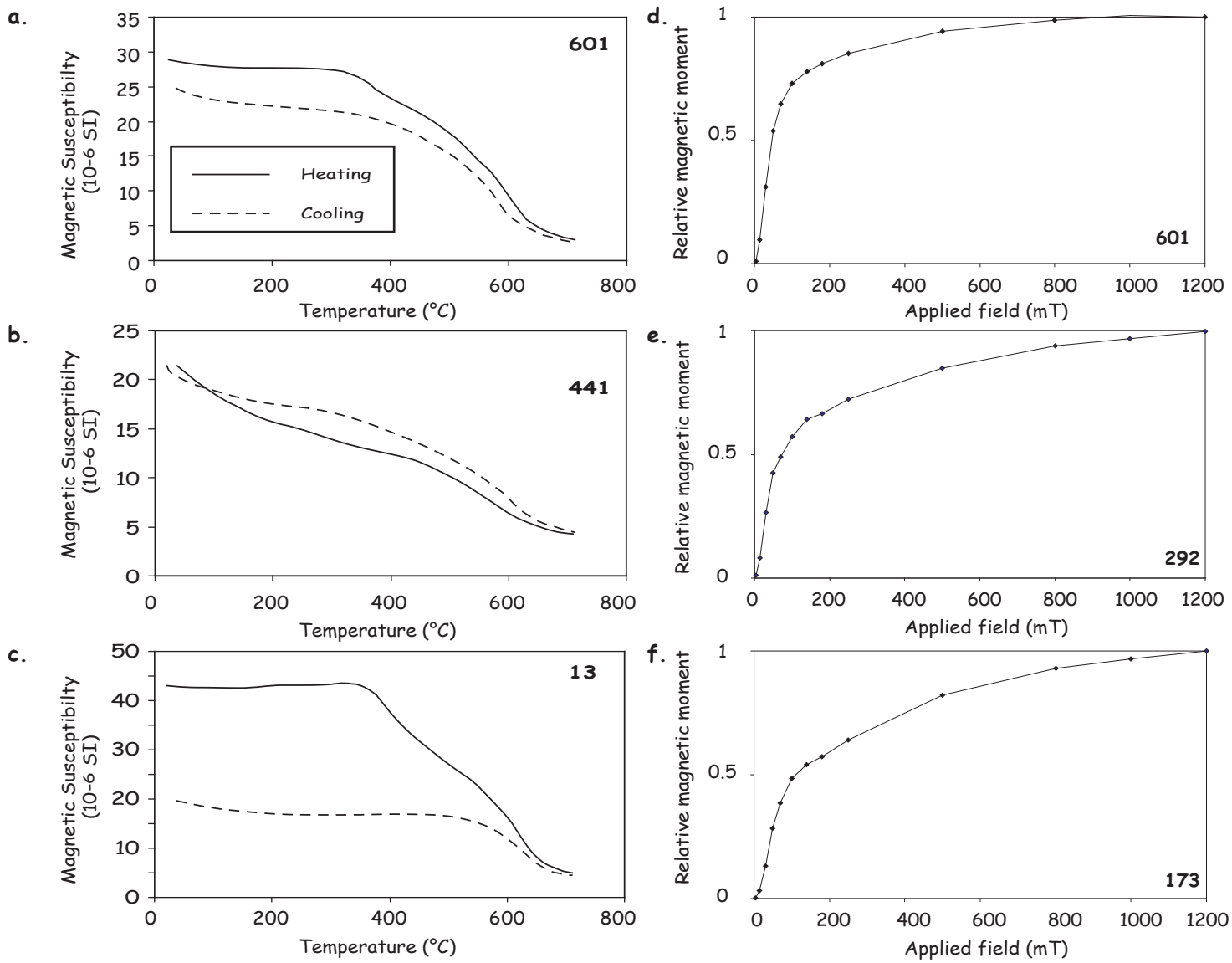


Fig. 4

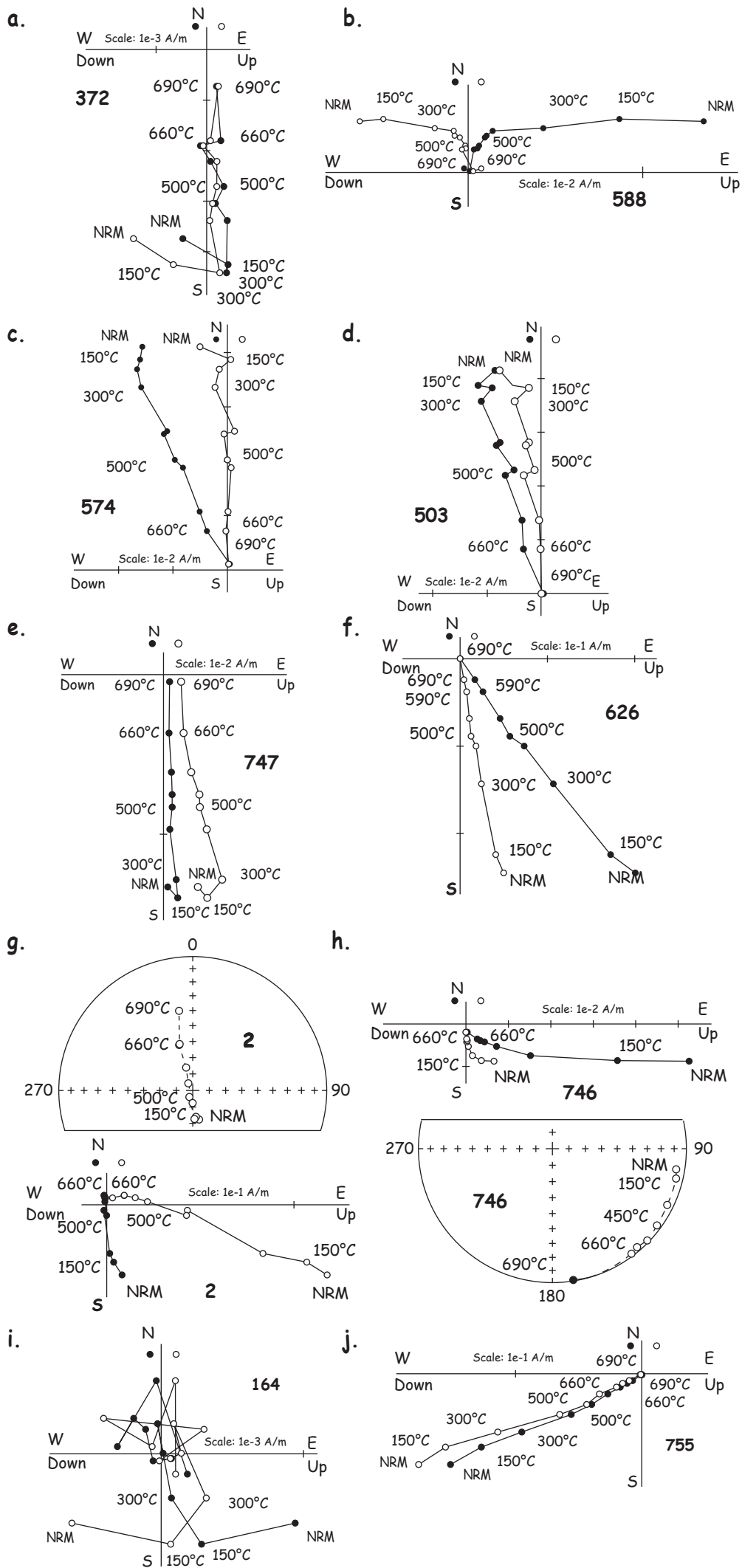


Fig. 5

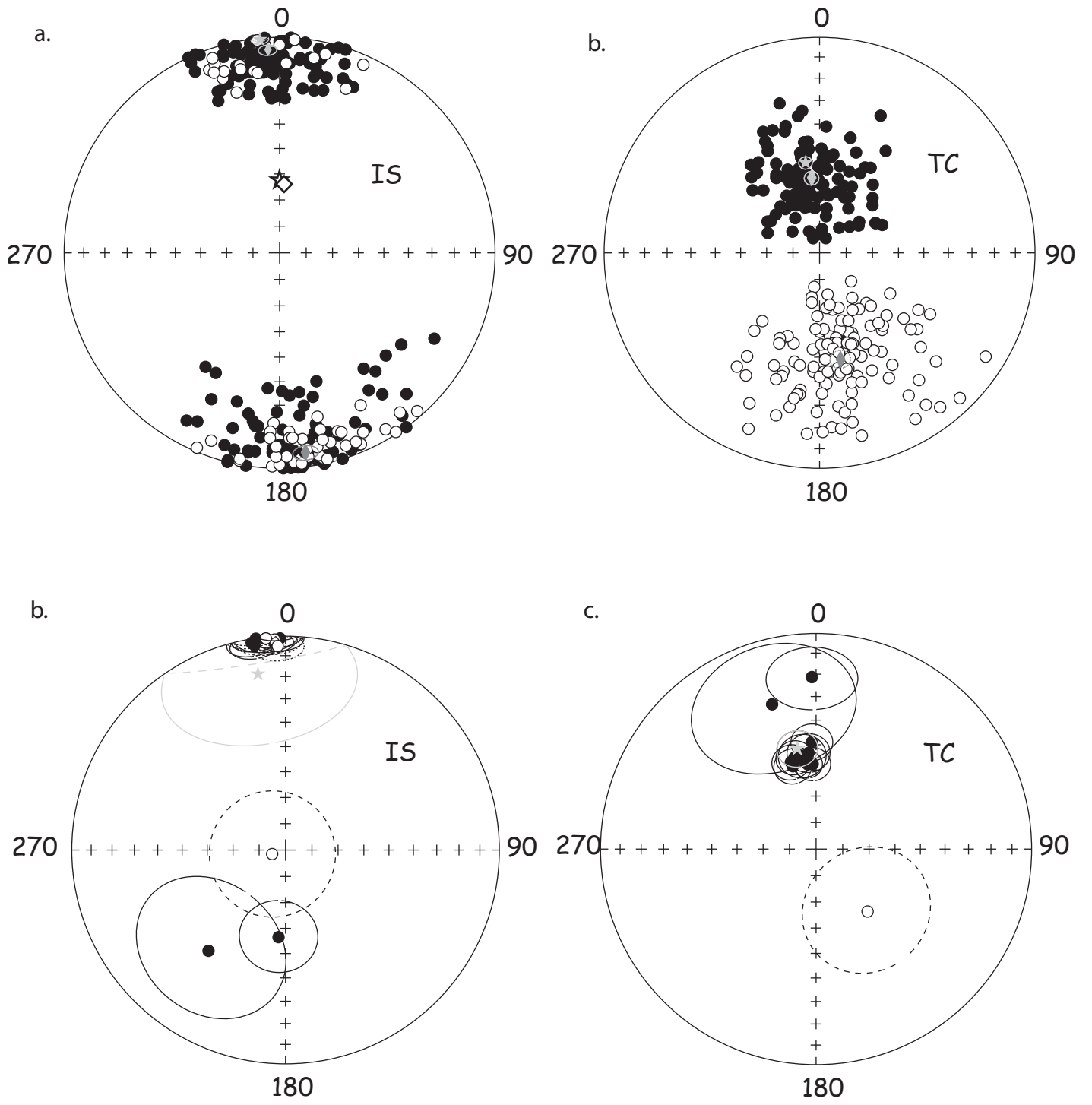
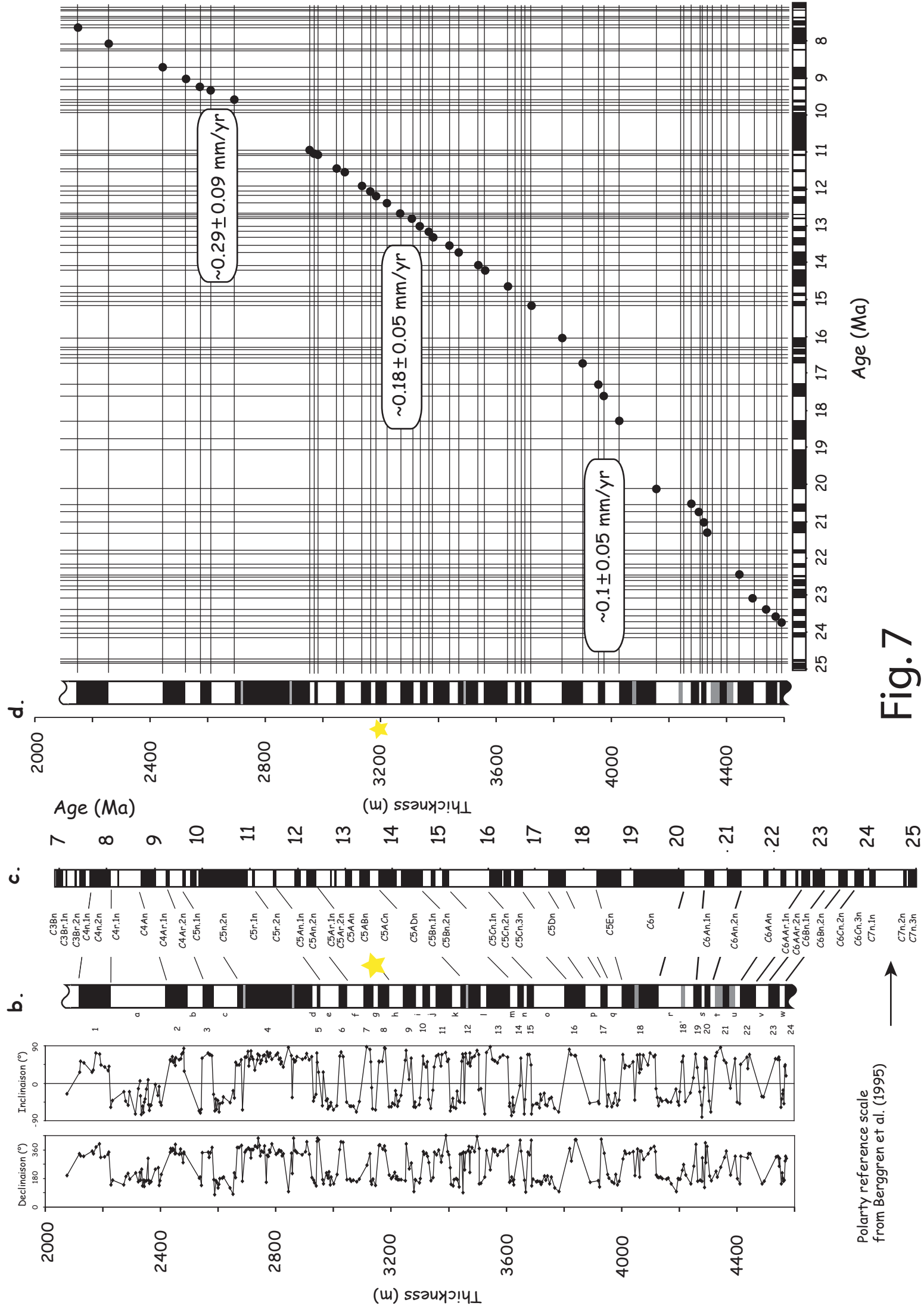


Fig.6



Polarity reference scale
from Berggren et al. (1995)

Fig. 7

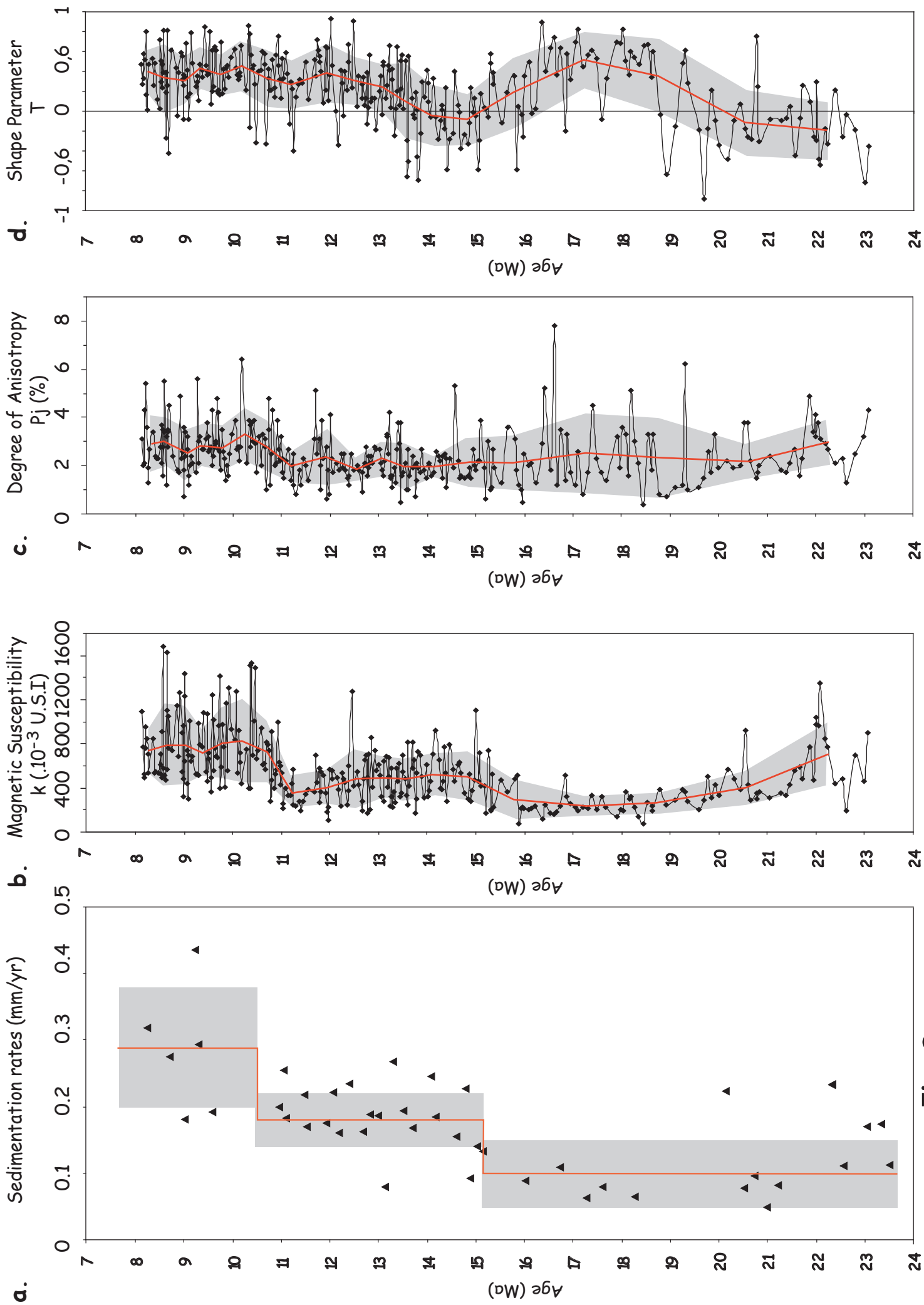
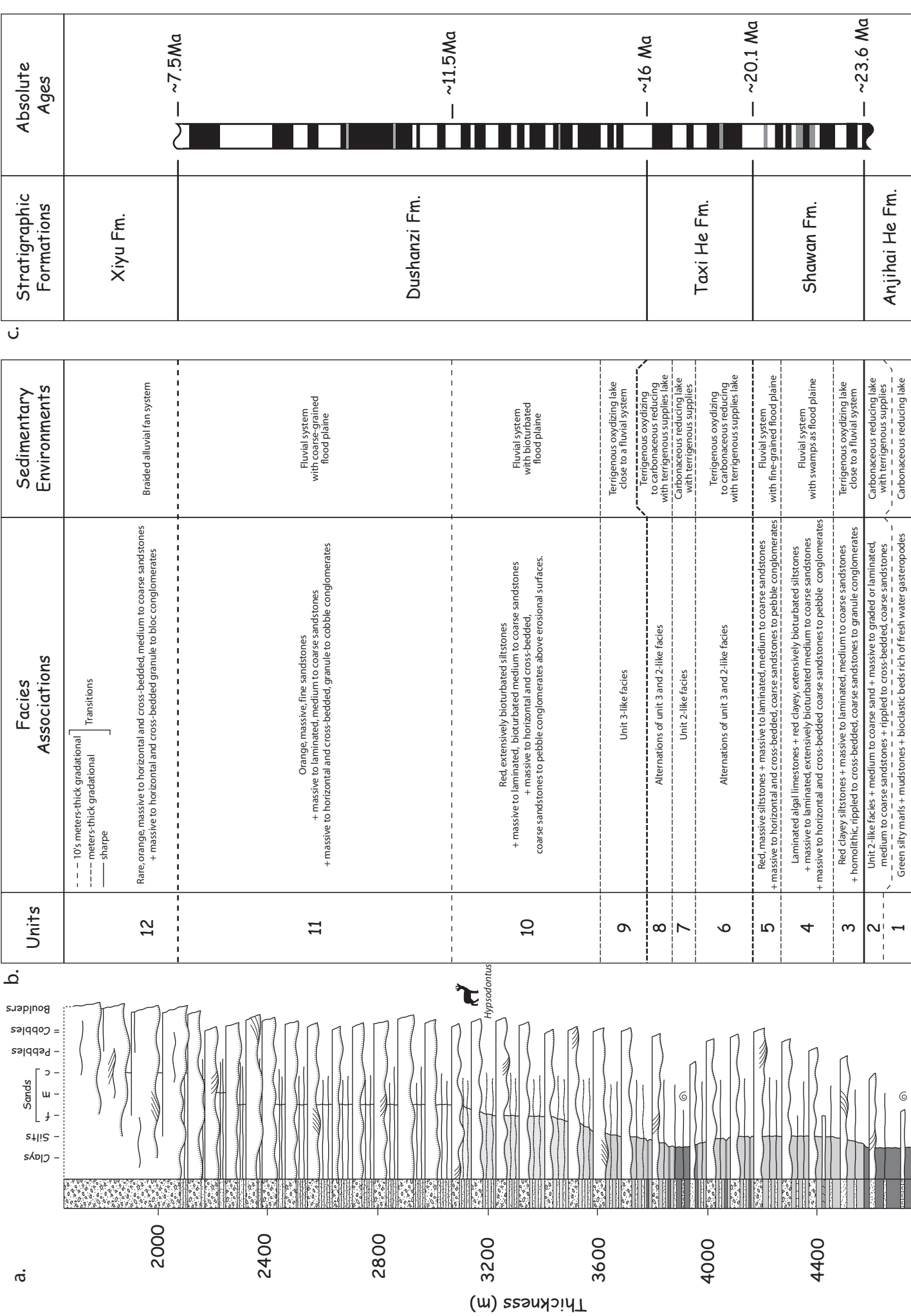


Fig.8

Fig. 9



c.

Stratigraphic Formations	Absolute Ages
Xiyu Fm.	~7.5 Ma
Dushanzi Fm.	~11.5 Ma
Taxi He Fm.	~16 Ma
Shawan Fm.	~20.1 Ma
Anjihai He Fm.	~23.6 Ma

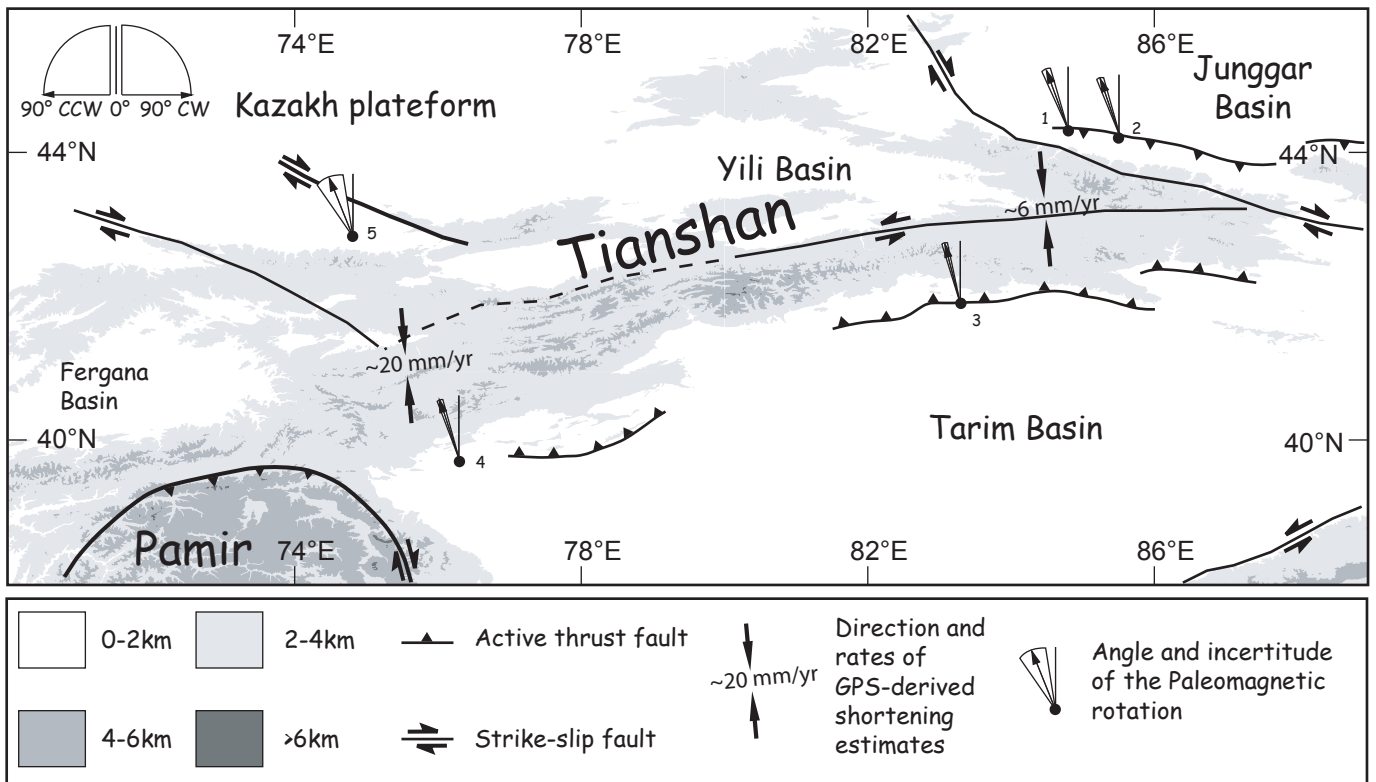


Fig. 10

*ANNEXE 3 (article soumis - Palaeogeography,
Palaeoclimatology, Palaeoecology)*

23 I. – INTRODUCTION

24

25 Sedimentary accumulations deposited in foreland basins represent detailed and almost continuous
26 record of climate and tectonics processes related to mountain belt evolution. Their study may
27 provide valuable information on evolution of eroded volumes, depositional environments and
28 palaeolandscapes. But in case of continental fluvio-lacustrine sediments, the restoration of
29 palaeoenvironment, palaeolandscape and origin of material is challenging. Indeed, depositional ages
30 are often poorly constrained due to a lack of preserved fauna and because of successive possible
31 sediment reworking before deposition, origin and volume of material remains ambiguous.

32

33 Accordingly, it is well known that the composition and the amount of organic matter in sedimentary
34 rocks (marine or continental) may attest for variations of palaeoenvironment (Tyson, 1995).
35 Concerning lacustrine sediments, Meyers and Lallier-Vergès (1999) after compilation of several
36 works, have shown that the lacustrine organic matter could be a good indicator of palaeoclimatic
37 evolution during Quaternary. However, in the case of fluvial sediments, the method used to study
38 the organic matter must account for the long exposure and the large grain-size that may have
39 induced alteration and consecutive significant degradation. Yet, from palynofacies method, i.e. the
40 optical determination and counting of organic particles, one can decipher the environmental
41 changes potentially recorded in fluvio-lacustrine sediments. Previous studies have enhanced the
42 potential of this tool in lacustrine and soil environments (Bertrand et al., 1992; Lallier-Vergès et al.,
43 1993; Sifeddine et al., 1996; Di-Giovanni et al., 1999; Sebag et al., 2006), even for series containing
44 less than 1% total organic carbon content (Noël et al., 2001).

45 In fact, the environmental changes, at local, regional or global scale are reflected by the respective
46 parts of organic production derived from the catchments area and from the in-situ production
47 (Lallier-Vergès et al., 1993, Noël et al., 2001).

48 This article aims to test the validity of palynofacies method in such continental formations by
49 comparing these results with other parameters, as accumulation rates and magnetic parameters. The
50 main objective is to know how fluvial sediments are able to record the palaeoenvironmental and
51 palaeoclimatic evolutions and what are the reliable indicators to use for this.

52

53 We focus our study on Tertiary sedimentary azoic series deposited in the Junggar Basin located in
54 northern Tianshan (North West China) where palaeoclimate and palaeoenvironment evolution is
55 poorly known while important changes have probably occurred related to the growth of the
56 Tianshan range (Ruddiman and Kutzbach, 1991; Fluteau et al., 1999) under the influence of the
57 India-Asia collision. The northern Tianshan piedmont is incised by several large rivers which
58 provide continuous Tertiary sections to sample fluvio-lacustrine sediments. Thanks to
59 magnetostratigraphic analyses, two sections, named the Jingou He and the Kuitun He sections, were
60 previously dated (Charreau et al., 2005 and submitted) giving strong age constraints and the
61 opportunity to reconstruct the palaeoclimate evolution with good time resolution.

62

63 In this paper, after a brief description of the used methodology, we will present the results obtained
64 from analysis of the organic matter of samples collected from both sections, compare these results
65 to other environmental proxies derived from rock magnetism and sedimentological analysis and
66 then discuss the implications for the palaeoenvironmental evolution in the northern Tianshan.

67

68 II. – GEODYNAMIC SETTING

69

70 The Tianshan Mountains lie ~2000 km north of the collision front zone between India and Asia
71 (Fig.1). It is one of the largest mountain ranges in Asia, with summits higher than 7000 m
72 dominating the Central Asia landscape over an E–W distance of 2500 km. The range is sandwiched

73 between two large intracontinental endoreic basins with the Tarim basin to the south and the
74 Junggar basin to the north. The geological structure of the range has resulted from a complex
75 Paleozoic history of subduction-related processes (Windley et al., 1990; Sengör et al., 1993; Gao et
76 al., 1998; Charvet et al., 2007).

77 The actual topography appears to be mainly due to a later reactivation of a former suture during
78 Cenozoic induced by the India-Asia collision (Tapponnier and Molnar, 1979; Windley et al., 1990).

79 The Cenozoic uplift of the range has probably widely affected the Central Asia climate and
80 environment (Ruddiman and Kutzbach, 1991, Raymo and Ruddiman, 1992; Fluteau et al., 1999).

81 In the northern Tianshan piedmont two rivers named the Kuitun He and the Jingou He incise
82 respectively the Dushanzi and Huo'erguosi fault bend-fold anticlines, and expose continuous
83 outcrop of south-dipping sediments where five sedimentary formations can be distinguished:
84 Anjihaihe, Shawan, Taxihe, Dushanzi and Xiyu formations (BGMRXU, 1993). The Anjihaihe and
85 Taxihe formations are composed of lacustrine sediments, in contrast to the others, which mainly
86 consisted of fluvial sandstones and conglomerates (see Charreau et al. submitted for a more
87 detailed description of the sedimentology of these different formations).

88

89 III. – METHODS

90

91 **A) Rock-Eval**

92

93 A geochemical analysis by Rock-Eval 6 pyrolysis has been performed on bulk rock samples to
94 quantify the amount of organic matter. The Rock-Eval pyrolysis provides different parameters as
95 the Total Organic Carbon content in sediments (TOC, in weight % of dry sediment), the hydrogen
96 index used to characterize the quality (origin and alteration of organic matter, in mg HC / g TOC)
97 and the maximum temperature of pyrolysis (Tmax in °C), i.e. the temperature at which the

98 maximum amount of hydrocarbons is released during pyrolysis due to the thermal cracking of
99 kerogen (top of S2 peak). Tmax is an indicator of the maturation degree of the organic matter
100 (Espitalié et al., 1986).

101

102 **B) Palynofacies**

103

104 The palynofacies analysis is based on an optical analysis that aims to identify, qualify and quantify
105 the different organic particles (Tyson, 1995) extracted from whole rock. These organic constituents
106 are isolated by acidic and alkaline degradations (HCl, HF, KOH and HNO₃) and densimetric
107 separation (ZrBr₂, density 2.2) (Combaz, 1964). The qualification of the constituents under
108 transmitted light optical microscope is based on morphology, colour, opacity and biological
109 structures (Tyson, 1995). The quantification of the different organic particles used a grid of
110 100*100 squares from one of the microscope ocular to count the surface of each type of particles
111 contained in one grid. For each sample, the quantification must be realized on 40 grids, to provide
112 statistically reliable values. After 40 grids, 200 to 1000 squares of particles surface have been
113 counted.

114 These different organic particles identified characterize various environments (ex: soils, vegetal
115 cover, lacustrine...). Palynofacies quantitative study can be used to reconstruct palaeoenvironment
116 or palaeoclimate from lacustrine (Bertrand et al., 1992; Sifeddine et al., 1996, 2004; Di-Giovanni et
117 al., 1999; Sebag et al., 2006) or marine sediments (Lückge et al., 1996; Valdés et al., 2004).

118

119 IV. – MAGNETOSTRATIGRAPHY AND ROCK MAGNETIC ANALYSIS

120

121 **A) Magnetostratigraphy**

122

123 To better constrain ages of Neogene sediments, we carried out two magnetostratigraphic sections in
124 the Kuitun He and Jingou He sections (Charreau et al., 2005; Charreau et al., submitted). From
125 magnetostratigraphic analyses we found 16, and 34 polarity chrons respectively at the Kuitun He
126 and Jingou He sections, which we correlated to the reference polarity time scale to date sections
127 between ~3.1 and ~10.5 Ma, and ~1 Ma and ~23.6 Ma, respectively.

128 Sediment accumulation rates derived from our preferred correlations are shown on Figures 4a and
129 5a. In the Jingou He section, a net increase through time is quickly apparent, giving average
130 accumulation rates of 0.10 ± 0.05 , 0.18 ± 0.05 and 0.29 ± 0.10 mm/yr from >23.6 to ~15 Ma, from
131 ~15 to ~11 Ma and from ~11 to <7 Ma, respectively. In the Kuitun He section, sediment
132 accumulation rates remain relatively constant with an average of 0.21 ± 0.01 mm/yr.

133

134 **B) Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)**

135

136 Time-transgressive changes in AMS can be very useful in tracking potential changes in sediment
137 source, sediment transport conditions, etc., which can occur during basin formation (Kissel et al.,
138 1997; Charreau et al., 2005; Charreau et al., 2006). Indeed from AMS analyses one can easily
139 calculate different magnetic parameters such as bulk magnetic susceptibility (κ) or the mean shape
140 of the anisotropy ellipsoid, called the T parameter (Hrouda, 1982).

141 Yet, the bulk magnetic susceptibility is believed to be sensitive to the magnetic grain concentration
142 of sediment and magnetite in particular whereas the T parameter is related to the preferred
143 orientation of multiple grains (e.g Martín-Hernandez and Hirt, 2004) and can provide information
144 on the hydrological regime and transport conditions (Kissel et al., 1997; Gilder et al., 2001;
145 Charreau et al., 2005 and 2006). Indeed, Charreau et al. (2006) believe that T is sensitive to a
146 preferred orientation of the particles acquired during deposition or to the particle shapes themselves.

147 When T is near 0, the particles were likely transported far enough that they became sufficiently

148 eroded to be spherical on average, or that they were deposited in an environment where they
149 acquired no systematic preferred orientation with a random distribution. When T is greater than 0,
150 the particles are oblate and were either not transported far enough to become rounded, or were
151 oriented during deposition because of higher stream capacity. Thus changes in T going from
152 spherical to oblate may imply important hydrological modifications on the catchment basin with
153 higher stream capacity and/or closer rock source.

154 Figures 4 and 5 plot both bulk magnetic susceptibility (κ) and shape parameter T as a function of
155 depth and time for the Jingou He and Kuitun He sections respectively (Charreau et al., 2005 and
156 submitted). All curves show similar pattern with long wavelength variations of the mean associated
157 with relatively low, high-amplitude and short-frequency variations. Large variations are mostly well
158 correlated between sections but in details some discrepancy remains.

159 In the Jingou He section, bulk magnetic susceptibility (κ) ranges from 76 to 1682×10^{-6} SI with an
160 average of $548 \pm 297 \times 10^{-6}$ SI. The curve presents several important variations. One lies from 22 Ma
161 to ~ 15 Ma where κ progressively decreases and then stabilize around 300×10^{-6} SI. At ~ 13 -15 Ma, κ
162 rapidly increases to $\sim 500 \times 10^{-6}$ SI and remains stable until ~ 11 Ma where κ jumps in magnitude to
163 $\sim 800 \times 10^{-6}$ SI and then stays fairly constant until the top of the section. At the Jingou He section T
164 also undergoes distinct changes as it is close to zero at the base of the section to ca. 20 Ma then
165 trends progressively toward distinctly positive (oblate) values until ca. 17 Ma when it slowly goes
166 back to 0. At ~ 15 Ma, T again progressively rises to positive values, reaching 0.4 by 11 Ma then
167 remaining at around 0.4 until the top of the section.

168 At Kuitun He, κ ranges from ~ 50 to $\sim 1000 \times 10^{-6}$ with a mean of $543 \pm 176 \times 10^{-6}$ SI. Magnetic
169 susceptibility curve shows important long wavelength variations, the main lying at ~ 7 Ma with an
170 important drop of the mean value. The shape parameter ranges from 0 to 0.91 with a mean of $0.4 \pm$
171 0.2. T is clearly oblate in average, yet here a long term trend is apparent with a progressive increase
172 toward the top.

173 V. – ORGANIC MATTER RESULTS

174

175 In the continental sediments studied herein, four categories of organic particles were recognized and
176 described according to the classification used by Tyson, 1995; Batten, 1996; Sifeddine et al. 1996
177 with Opaque Particles (OP), Amorphous Organic Matter (AOM) either Reddish (RAOM) or Grey
178 (GAOM), Ligno-Cellulosic (LC) either as translucent preserved or brown degraded fragments
179 (Fig.2). Opaque Particles (OP) (Fig.2a, b, c) may derive either from oxidation of phytoclasts before
180 burial (into soil or during fire) or maturation of organic particles within the geological substratum
181 (Di-Giovanni et al., 1999). This kind of particles presents diverse morphologies: equidimensional
182 angular (Fig.2a), lengthened (length > 2×width) (Fig.2b) or rounded (Fig.2c). Amorphous Organic
183 Matter (AOM) (Fig.2d & 2e) originates from bacterial, algal, planktonic or terrestrial humic matter.
184 The Reddish one (RAOM) (Fig.2d) is formed during soil degradation (Lallier-Vergès et al., 1993)
185 and the Grey one (GAOM) (Fig. 2e) is derived from plankton or algae. Ligno-cellulosic fragments
186 (LC) (Fig.2f, g, h) derive from higher plants with recognisable biological structures and represent
187 the lonely morphologically preserved organic matter, either as well-preserved translucent fragments
188 (Fig.2f) or partly degraded brown fragments (Fig.2g & 2h).

189

190 Figures 3 and 4 present depth and age variations of TOC (%), Tmax (°C) and different amounts of
191 organic matter particles for the Jingou He and the Kuitun He sections respectively. The
192 palynofacies results are presented in percentage of organic matter as far as they represent
193 proportions of each type of particles within the palynofacies preparation. For both sections, the
194 results illustrate very low values of TOC (under 0.1%) and the average of Tmax is lower than
195 450°C.

196 The lines delimitation, drawing on the figure 3 and 4, correspond to variations of the organic
197 particles associations.

198 *Jingou He section (Figure 3).*

199

200 From the bottom of the section to ~1500m in depth, TOC values are very low (< 0.1%). Despite
201 these very low values we were able to quantify and recognize various organic particle based on
202 palynofacies analysis that are mainly constituted of OP (49%) with significant proportion of ROAM
203 (~14%) while GOAM remains relatively less abundant (~9%). At ~1500m in depth the proportion
204 of GAOM increases to ~79%, associated to a rapid diminution of OP at the same time. These higher
205 GAOM proportions are correlated with higher values of TOC with a maximum at 1.72%. At
206 ~1350m, RAOM and LC rapidly decrease from ~37% to ~6% and from ~11% to ~2% respectively,
207 while in contrast OP increase from ~15 to ~68%. Then, from ~1350m to ~600m in depth, the
208 amount of GAOM particles is low while the proportion of LC is very high with a maximum of 62%
209 and amount of RAOM particles remains in average relatively low (5.8%). Until the top of the
210 section, the GAOM continues to be low, about 8%, while the LC and RAOM curves *anti*-vary with
211 averages of 28% and 13% respectively. Variations of the OP relative abundance are similar to
212 RAOM with an average of 47%. The percent of TOC are roughly 0.04%.

213

214 *Kuitun He section (Figure 4).*

215

216 TOC values are in average very low but we can see a slight decrease at ~900m.
217 OP represent the most abundant particles with a relative proportion of ~86% from the bottom of the
218 section to ~900m. On the contrary, the abundance of RAOM is relatively low, around 9%, from
219 ~1600m to ~900m. The LC is constant around 4.25% and the GAOM is either absent or in very low
220 amounts (~1.4%). Between ~900 and ~500m, the RAOM, LC and GAOM are non-existent and the
221 values of the OP are maximal (95 to 100%). From ~500m to ~100m, the GAOM and LC particles
222 increase in parallel with a decrease of the OP to 88%. Finally, in the last 100m of the section, the

223 OP increase and the preserved OM decreases. All the organic markers show a major modification
224 around ~900m depth.

225

226 VI. – INTERPRETATION

227

228 From the palynofacies results presented above and for the both sections, opaque particles represent
229 the largest organic contribution, ~87% for the Kuitun He and ~40% for the Jingou He sections.
230 Accordingly, the climatic conditions led to oxidation of organic matter attesting for common dry
231 conditions. The different periods of more or less humidity described herein are relative to the global
232 aridity. Thus, to a better identification of the palaeoenvironment variations, we calculated other
233 parameters in reference to it, i.e. different environmental index between the relatively well-
234 preserved organic constituents and the opaque particles.

235 According to very low TOC contents, Tmax values are very difficult to interpret. However,
236 considering this fact, it is possible to say that the average of Tmax of the Jingou He and the Kuitun
237 He sections are below 400°C, indicating that sediments were not significantly submitted to a
238 thermal maturation and do not derive from older sedimentary organic-rich formations.

239 -The “OM oxidation index” was calculated as the ratio between Opaque Particles and total
240 terrestrial particles i.e. $(OP / (100\% - GAOM))$ (Fig.5f). We assume the fact that OP almost represent
241 organic matter oxidised before burial. Thus, the OP appears under oxidizing conditions or when the
242 geological substratum must be eroded (without soil or vegetal cover). These conditions are
243 developed under an arid climate. In consequence, high values of the OM oxidation index indicate
244 that OP are abundant in sediments and could be interpreted like an arid climate.

245 -The “soil development index” was calculated as the ratio between Red Amorphous Organic
246 Matter and OP i.e. $(RAOM / OP)$ (Fig.5g). As the RAOM comes from the soil degradation, high
247 values indicate soil development on the watershed. Soil particles are supplied to the basin through

248 erosion, transport and sedimentation processes. These conditions need an agent of development and
249 transport that is the water. So, this index may be indicating a more humid climate.

250 -The “vegetal cover index” was calculated as the ratio between preserved Ligno-Cellulosic
251 debris (LC) and OP particles i.e. (LC/OP) (Fig.5h). LC fragments are well-preserved higher plants
252 debris, signifying a short transport from their source and thus a proximal vegetal cover setting. This
253 vegetal cover development, the erosion, transport and sedimentation of them take place under
254 humid conditions. High values are a sign of a humid climate.

255 -The “lacustrine index” corresponds to the ratio between Grey Amorphous Organic Matter
256 (GAOM) and OP particles i.e. (GAOM/OP) (Fig.5i). GAOM derived from planktonic or algal
257 production linked to the occurrence of a water-column. High values provide information on the
258 climate that would be very humid.

259 -The hydrodynamic index i.e. the shape parameter of organic particles was only studied for
260 Kuitun He (Fig.6j), it is the ratio angular/rounded OP. The morphology of OP informs about the
261 source distance of sediments. More long the OP transport is more rounded are the OP. Angular
262 morphology indicates a near source rock from the deposition site (short transport) whereas rounded
263 morphology indicates a far source rock (long transport). High values are explained by a near source
264 rock.

265

266 *Jingou He (Figure 5)*

267 Based on the different OM indexes several shorter time scale periods can be distinguished. First,
268 from ~17 Ma to ~15 Ma the high values of the lacustrine index (30.6) indicate the onset of a lake
269 environment. It is confirmed by the sedimentology study showing facies of a carbonaceous reducing
270 to terrigenous oxidizing lake (Charreau et al., submitted). This conclusion is supported by variations
271 of the shape of the AMS from oblate ($T > 0$) to spherical ($T \sim 0$) at ~17 Ma which signifies less
272 dynamic regimes of deposition and transport (Charreau et al., submitted). All together this suggests

273 that the northern Tianshan piedmont was characterized by a humid environment from ~17 Ma to
274 ~15 Ma.

275 Then, at ~16-15 Ma, the vegetal cover, soil development and lacustrine indexes decrease (between
276 0 and 2) in contrast with an increase of the OM oxidation index (average of 0.48). Yet, at this time
277 both shape parameter T of the AMS and magnetic susceptibility κ show important variations that
278 probably document changes in rock source and modifications of the hydrodynamic regimes toward
279 more dynamic depositional and transport conditions (Charreau et al., submitted). Besides, at this
280 time accumulation rates double from 0.10 ± 0.05 mm/a to 0.18 ± 0.05 mm/a (Charreau et al.,
281 submitted) which may indicate an increase of the sedimentary flux shed to the Junggar basin which
282 is consistent with an increase of erosion. However, accumulation rates profiles must be handled
283 with cautious as several other factors could explain such variations as well. These evolutions may
284 reflect an intensifying of the erosion on the watershed which could be related to a more humid
285 environment as suggested by the high value (~ 1.2) of the vegetal cover index observed from ~16-
286 15 Ma to ~11-10 Ma. These humid conditions on the watershed are confirmed by the presence of a
287 bioturbated flood plain described in the sedimentology (Charreau et al., submitted).

288 Between ~10 Ma and ~8.5 Ma, the OM oxidation rate increases (~ 0.5) whereas the vegetal cover
289 index decreases (~ 0.7), indicating the return of arid climatic conditions whilst the source rock may
290 have changed as suggested by an increase of the magnetic susceptibility κ (Charreau et al.,
291 submitted). This conclusion is supported by the absence of significant biological activity as
292 suggested by the disappearance at ~11-10 Ma of bioturbation as burrows or potential root tracks
293 (Charreau et al., submitted) and the increase of coarse-grains in the flood plain facies.

294

295 *Kuitun He (Figure 6)*

296

297 The different organic indexes show a major modification of the environment around 7 Ma. The
298 vegetal cover, soil development and lacustrine indexes decrease (< 1) suddenly whereas the OM
299 oxidation index increases (~ 0.9). It suggests an intensification of both erosion of the catchment and
300 aridity conditions.

301 Then, variations of the vegetal cover index suggest that the environment on the catchment basin was
302 submitted to two episodes of vegetation and soils onset: the first at ~ 4.5 Ma and the second at ~ 3.5
303 Ma.

304 The progressive increase of the hydrodynamic index probably illustrates that the source rock and
305 the depositional area are getting closer. Yet, in the Kuitun He section the shape parameter T of the
306 AMS progressively increases from ~ 10 Ma to ~ 4 Ma and may suggest strengthening hydrodynamic
307 condition (Charreau et al., 2005). At ~ 4 Ma, a brutal enhancement of the hydrodynamic index could
308 indicate the erosion of a more proximal source. A second increase at ~ 3 Ma of this index could
309 represent the same type of event.

310

311 VII. – DISCUSSION

312

313 The optical analysis of the organic matter content of sediment, together with changes in the
314 magnetic parameter and accumulation rates provide information to constrain the
315 palaeoenvironmental evolution (Fig.7). In the northern Tianshan we show above that from ~ 18 to
316 ~ 15 Ma, the northern piedmont of the Tianshan underwent more or less constant humid conditions,
317 linked to a main climatic influence. Indeed, the OM content variations associated to a
318 hydrodynamic increase must be due to an increase of the pluviometry. Because, it is not linked to a
319 sediment accumulation rate variation and to any tectonic process referenced in the literature, this
320 strongly suggests a climatic origin. The origin of this humid period, described for the first time in
321 Central Asia remains unknown.

322 Then at ~15 Ma the runoff increases associated to source and environmental modifications as
323 indicated by the rise of κ and the decrease of planktonic, soils and vegetation production. This
324 phase could be related to the acceleration of the deformation in the Tianshan range (Huang et al.,
325 2006; Charreau et al., submitted) and to a creation of accommodation space. Moreover, Sun et al.,
326 2005, described an enhancement of the aridity and monsoon intensification in Central Asia, which
327 could be affected and explained the environment modification.

328 At ~11-10 Ma the northern Tianshan underwent important environmental modifications with
329 probable enhanced aridity as we show above from the palynofacies analysis. This change may be
330 related to the important phase of uplift and erosion of the Tianshan described by Bullen et al.
331 (2001), Charreau et al. (2006) and Sobel et al. (2006).

332 From ~10.5 to ~4 Ma, organic matter composition, sedimentology and rock magnetism suggest a
333 progressive change of the depositional environment toward more proximal setting. This probably
334 traduces the progressive encroachment of the Tianshan Mountains toward the basin under north-
335 south shortening (Charreau et al., 2005). This conclusion is supported by analysis of growth strata
336 in the Jingou He (Charreau et al., submitted) and AnjiHai (Daëron et al., 2007) sections where the
337 onset of deformation and folding probably started at ~10 Ma and ~7 Ma respectively which means
338 that the northern Tianshan piedmont was under active tectonics with a propagation of the
339 deformation toward the basin.

340 Between ~8 and ~7 Ma, organic and magnetic parameters indicate an environmental modification
341 as shown by both soil index and κ parameter decreases, while OM oxidation index increases. The
342 intensification of the basement erosion and the runoff on the northern Tianshan must be correlated
343 with the beginning of the monsoon and the aridification of Central Asia described by Harrison et al.
344 (1992) and An et al. (2001). The authors explain the climate change by the Tibet surrection.

345 At ~4 and ~3 Ma, specific runoff episodes are recorded by organic hydrodynamical markers with
346 high values of OM oxidation degree and decrease of vegetation and lacustrine markers, while a

347 constant accumulation rate is recorded. Sun et al. (2005), observed monsoon intensification in Asia
348 and an enhancement of the aridity at ~3.6 Ma and ~2.6 Ma, respectively. Moreover, Molnar (2003)
349 published a paper with references of increase of accumulation rate in many regions of the world. He
350 explains the global increase in sedimentation rates by a climate change because no globally
351 augmentation in elevation of eroding terrains and in accumulation space has been revealed. In
352 relation to the parameters variations observed on the present study we can conclude that these two
353 events at ~4 and ~3 Ma are also probably linked to a climatic change.

354 The accumulation rate appears to be constant along the whole section with an average value around
355 0.2mm/a. According to these preliminary results and the literature (Molnar, 2003; Sun et al., 2005)
356 we suggest that the environmental modifications, recorded for the last ~11-10 Ma, could be due to
357 global climate forcing rather than tectonic.

358 For the events at ~7 and ~10 Ma, we have described an increase of OM oxidation index in
359 association with an augmentation of runoff. It could correspond with a contrasted climate between
360 arid and high/short pluviometry periods, very similar to the present encountered climate on the
361 Tianshan piedmont. In opposition, the events at 3-4, 15 and 17 Ma, with increase of soil, vegetal
362 and/or lacustrine indexes, would characterize a climate less contrasted with longer pluviometry
363 period.

364

365 VIII. – CONCLUSION

366

367 This study represents the first attempt to study organic matter composition of outcropping fluvio-
368 lacustrine series. Analysis of fluvio-lacustrine sediment from the northern Tianshan show that
369 despite very low organic carbon contents, the palynofacies study can provide palaeoenvironmental
370 and palaeoclimate information. Among the different types of organic matter particles recognized,
371 opaque particles highly degraded through oxidation processes are prevailing but other valuable

372 particles can be recognized, qualified and quantified and thus used to calculate environmental
373 indexes.

374 The time evolution of these organic indexes can be used to reconstruct the palaeolandscape
375 evolution of the drainage area.

376 The relationship between sediment accumulation rate and highly oxidised particles occurrence
377 allowed to restore a part of the erosion history of the chain. The soil, vegetation and lake markers
378 compared with the magnetic parameter κ gave information on the source rock or environment
379 variations. Finally, the comparison between the shape parameters (organic and magnetic particles)
380 deciphered hydrodynamics, transport conditions and distance of source rock.

381 Time variation of different indexes in the Junggar sediments suggest that environmental conditions
382 have widely changed during Neogene times in the northern Tianshan piedmont.

383 Indeed based on this approach we recognized 6 main environmental changes. While some are
384 linked to climatic variations or geodynamic processes previously proposed in the literature we also
385 reveal here new features of the regional evolution as i) a perennial humidity around 18-17 Ma, ii) an
386 increase of the erosion at ~10 Ma linked to both geodynamics and climate, iii) marked runoff
387 episodes at ~4 and ~3 Ma respectively.

388 The perfect matching of all the parameters for an event (in this study, at ~16-15 Ma and ~11-10
389 Ma): organic, magnetic and sediment accumulation rate is an argument for geodynamic control with
390 secondary climatic impact. Indeed, the climate is responsible for the erosion and
391 palaeoenvironmental changes and the tectonic creates accommodation space for these sediments.
392 On the contrary, an event (in this study, at ~18-17 Ma, ~7 Ma and ~4-3 Ma) recording only by one
393 or two parameter, like variations of palaeoenvironment and/or erosion, without modification of the
394 accumulation rate parameter may argue for a climate change.

395 ~~Confronted with other sedimentary markers, the organic matter appears to be a powerful tool for the~~
396 ~~reconstitution of past continental environments under both climatic and tectonic forcing.~~

397

398 *Acknowledgements.* – This study was financed by the French program ECLIPSE, the Chinese

399 project 973 No G1999043303 and No 1999043509, PRA, ANR. Specific thanks are given to

400 Marielle Hatton and Didier Kéravis (ISTO) for analytical contribution.

References

- 401
402
- 403 An, Z., Kutzbach, J.E., Prell, W.L., Porter, S.C., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased
404 uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature* 411, 62-66.
- 405 Batten, D.J., 1996. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. In: McGregor, D.C.,
406 (Eds.), *Palynology: principles and applications*. American of Stratigraphic Palynologists
407 Foundation, 1011-1064.
- 408 Bertrand, P., Brocero, S., Lallier-Vergès, E., Tribovillard, N., Bonifay, E., 1992. Sédimentation
409 organique lacustre et paléoclimats du Pléistocène aux moyennes latitudes: exemple du lac
410 du Bouchet, Haute Loire, France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 163, 427–
411 433.
- 412 Bullen, M.E., Burbank, D.W., Garver, J.I., Abdрахmatov, K.Ye., 2001. Late Cenozoic tectonic
413 evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain
414 building. *GSA Bulletin* 113, 12, 1544-1559.
- 415 Bureau of Geological and Mineral Resources of the Xinjiang Uygur, Autonomous Region, 1993.
416 Regional geology of Xinjiang Uygur Autonomous region, People's Republic of China
417 ministry of geology and mineral resources. *Geol. Mem.* 1, 32.
- 418 Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Dominguez, S., Avouac, J.-P., Sevket, S., Dongjiang, S., Yangan,
419 L., Wei-Ming, W., 2005. Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun
420 He section (northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan
421 mountains. *Earth and Planetary Science Letters* 230, 177-192.
- 422 Charreau, J., Gilder, S., Chen, Y., Dominguez, S., Avouac, J.-P., Sevket, S., Jolivet, M., Li, Y.,
423 Wang, W., 2006. Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma
424 acceleration in erosion and uplift of the Tianshan Mountains. *Geology* 34, 3, 181-184.

- 425 Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Barrier, L., Dominguez, S., Augier, R., Sen, S., Avouac, J-P.,
426 Gallaud, A., Graveleau, F., Li, Y. Neogene uplift of the Tianshan Mountains observed in
427 the magnetic record of the Jingou River section (Northwest China). *Earth and Planetary*
428 *Science Letters*, submitted.
- 429 Charvet, J., Shu, L., Laurent-Charvet, S., 2007. Paleozoic structural and geodynamic evolution of
430 eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plates. *Episodes* 30, 3,
431 162-186.
- 432 Combaz, A., 1964. Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie* 7, 205-218.
- 433 Daëron, M., Avouac, J-P., Charreau, J., 2007. Modeling the shortening history of a fault tip fold
434 using structural and geomorphic records of deformation. *Journal of Geophysical Research*
435 112, B03S13.
- 436 Di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Turpin, S., Bréhéret, J.G., 1999. Contribution of reworked organic
437 matter soils and present lacustrine sediments (Peysniers basin, Hautes-Alpes, France):
438 preliminary results. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 2, 121-129.
- 439 Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1986. La Pyrolyse Rock-Eval et ses applications, Partie 3,
440 *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 40, 1, 563-579.
- 441 Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J., 1999. Simulating the evolution of the Asian and African
442 monsoons during the past 30 millions years using an atmospheric general circulation
443 model, *Journal of Geophysical Research* 104, 11995– 12018.
- 444 Gao, J., Li, M., Xiao, X., Tang, Y., He, G., 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan
445 orogen, northwestern China. *Tectonophysics* 287, 213-231.

- 446 Gilder, S., Chen, Y., Sevket, S., 2001. Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of
447 the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications for
448 shallow inclinations in central Asia. *Journal of Geophysical Research* 106, 12, 30505-
449 30521.
- 450 Harrison, T.M., Copeland, P., Kidd, W.S.F., Yin, A., 1992. Raising Tibet. *Science* 255, 1663-1670.
- 451 Hrouda, F., 1982. Magnetic anistropy of rocks and its application to geology and geophysics.
452 *Geophysical Survey* 5, 37-82.
- 453 Huang, B., Piper, J.D.A., Pend, S., Liu, T., Li, Z., Wang, Q., Zhu, R., 2006. Magnetostratigraphic
454 study of the Kuche Depression, Tarim Basin, and Cenozoic uplift of the Tian Shan Ranges,
455 Western China. *Earth and Planetary Science Letters* 251, 346-364.
- 456 Kissel, C., Laj, C., Lehman, B., Labeyrie, L., Bout-Roumazelles, V., 1997. Changes in the strenght
457 of the Iceland-Scotland Overflow Water in the last 200,000 years: Evidence from magnetic
458 anisotropy analysis of core SU90-33. *Earth and Planetary Science Letters* 152, 1-4, 25-36.
- 459 Lallier-Vergès, E., Sifeddine, A., de Beaulieu, J.L., Reille, M., Tribovillard, N., Bertrand, P.,
460 Mongenot, T., Thouveny, N., Disnar, J.R., Guillet, B., 1993. The lacustrine organic
461 sedimentation as a response to the late Würmian and Holocene climatic variations; lac du
462 Bouchet (Haute-Loire, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 164, 5, 661-
463 673.
- 464 Lückge, A., Boussafir, M., Lallier-Vergès, E., Littke, R., 1996. Comparative study of organic matter
465 preservation in immature sediments along the continental margin of Peru and Oman. Part I:
466 Results of petrographical and bulk geochemical data. *Organic Geochemistry* 24, 4, 437-
467 451.

- 468 Martín–Hernandez, F., Hirt, A.M., 2004. A method for the separation of paramagnetic,
469 ferrimagnetic and haematite magnetic subfabrics using high-field torque magnetometry.
470 *Geophysical Journal International* 157, 1, 117-127.
- 471 Meyers, P., Lallier-Vergès, E., 1999. Lacustrine Records of Changes in Late Quaternary
472 Continental Environments and Climates: An overview of Sedimentary Organic Matter
473 Indicators. *Journal of Palaeolimnology* 21, 345-372.
- 474 Molnar, P., 2003. Late Cenozoic increase in Accumulation Rates of Terrestrial Sediment: How
475 Might Climate Change Have Affected Erosion Rates? *Annu. Rev. Earth and Planetary*
476 *Science* 32, 67-89.
- 477 Noël, H., 2001. Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin
478 versant et de la production aquatique (Annecy, le Petit Lac) – Rôles respectifs de l’Homme
479 et du Climat sur l’évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années. Ph.D.
480 Thesis, University of Orléans, France.
- 481 Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359, 117
482 - 122.
- 483 Ruddiman, W.F., Kutzbach, J.E., 1991. Plateau uplift and climatic change. *Scientific American* 264,
484 3, 66–75.
- 485 Sebag, D., Copard, Y., Di-Giovanni, C., Durand, A., Laignel, B., Ogier, S., Lallier-Vergès, E.,
486 2006. Palynofacies as usefull tool to study origins and transfers of particulate organic
487 matter in recent terrestrial environments: Synopsis and prospects. *Earth-Science Reviews*
488 79, 241-259.
- 489 Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., Burtman, V.S., 1993. Evolution of the Altaid tectonic collag and
490 Palaeozoic crustal growth in Eurasia. *Nature* 364, 299-307.

491 Sifeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergès, E., Patience, A.J., 1996. Lacustrine organic fluxes and
492 paleoclimatic variations during the last 15 ka: Lac du Bouchet (Massif Central, France).
493 Quaternary Science Reviews 15, 203-211.

494 Sifeddine, A., Wirmann, D., Albuquerque, A.L.S., Turcq, B., Campello Cordeiro, R., Gurgel,
495 M.H.C., João Abrão, J., 2004. Bulk composition of sedimentary organic matter used in
496 palaeoenvironmental reconstructions: examples from the tropical belt of South America
497 and Africa. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 214, 41-53.

498 Sobel, E.R., Chen, J., Heermance, R.V., 2006. Late Oligocene-Early Miocene initiation of
499 shortening in the Soutwestern Chinese Tian Shan: Implications for Neogene shortening
500 rate variations. Earth and Planetary Science Letters 247, 70-81.

501 Sun, X., Wang, P., 2005. How old is the Asian monsoon system? Palaeobotanical records from
502 China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 222, 181-222.

503 Tapponnier, P and Molnar, P., 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan,
504 Mongolia, and Baykal regions. Journal of Geophysical Research 84, 3425-3459.

505 Tyson, R.V., 1995. Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies. Chapman, Hall,
506 London.

507 Valdés, J., Sifeddine, A., Lallier-Vergès, E., Ortlieb, L., 2004. Petrographic and geochemical study
508 of organic matter in surficial laminated sediments from an upwelling system (Mejillones
509 del Sur Bay, Northern Chile). Organic Geochemistry 35, 881-894.

510 Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z.-Y., Wang, G.R., 1990. Paleozoic accretion and
511 Cenozoic deformation of the chinese Tien Shan range, Central Asia. Geology 18, 128-131.

512

513

514

Figure captions

515

516

517 Fig. 1. – (a) Topography map of central Asia; (b) Geological map showing the Kuitun He and
518 Jingou He sections; (c) Cross sections of the Huo’erguosi anticline (Jingou He) and of the Dushanzi
519 anticline (Kuitun He) and indicating the position of the palaeomagnetic cores.

520

521 Fig. 2. – Types of organic particles described in Jingou He and Kuitun He sections. (a)
522 Equidimensional angular opaque particle (OP); (b) Lengthened OP; (c) Rounded OP; (d) Red
523 Amorphous Organic Matter (RAOM); (e) Grey AOM (GAOM); (f) Translucent Ligno-Cellulosic
524 fragments; (g & h) brown Degraded LC.

525

526 Fig. 3. – Variations of the different types of organic particles described in Jingou He section. (a)
527 Opaque Particles (OP); (b) Red Amorphous Organic Matter (RAOM); (c) Ligno-Cellulosic
528 fragments (LC); (d) Grey Amorphous Organic Matter (GAOM); (e) variation of Total Organic
529 Carbon (TOC); and (f) variation of Tmax.

530

531 Fig. 4. – Variations of the different types of organic particles described in Kuitun He section. (a)
532 Opaque Particles (OP); (b) Red Amorphous Organic Matter (RAOM); (c) Ligno-Cellulosic
533 fragments (LC); (d) Grey Amorphous Organic Matter (GAOM); (e) variation of Total Organic
534 Carbon (TOC); and (f) variation of Tmax.

535

536 Fig. 5. – Variations of Sedimentary environments (a); Accumulation rate (b); Magnetic
537 susceptibility κ (c); Shape parameter T (d). Heavy solid line shows the averages of a sliding
538 window shifted every 50 m; 1 σ uncertainties in grey. Total Organic Carbon TOC (e); OM

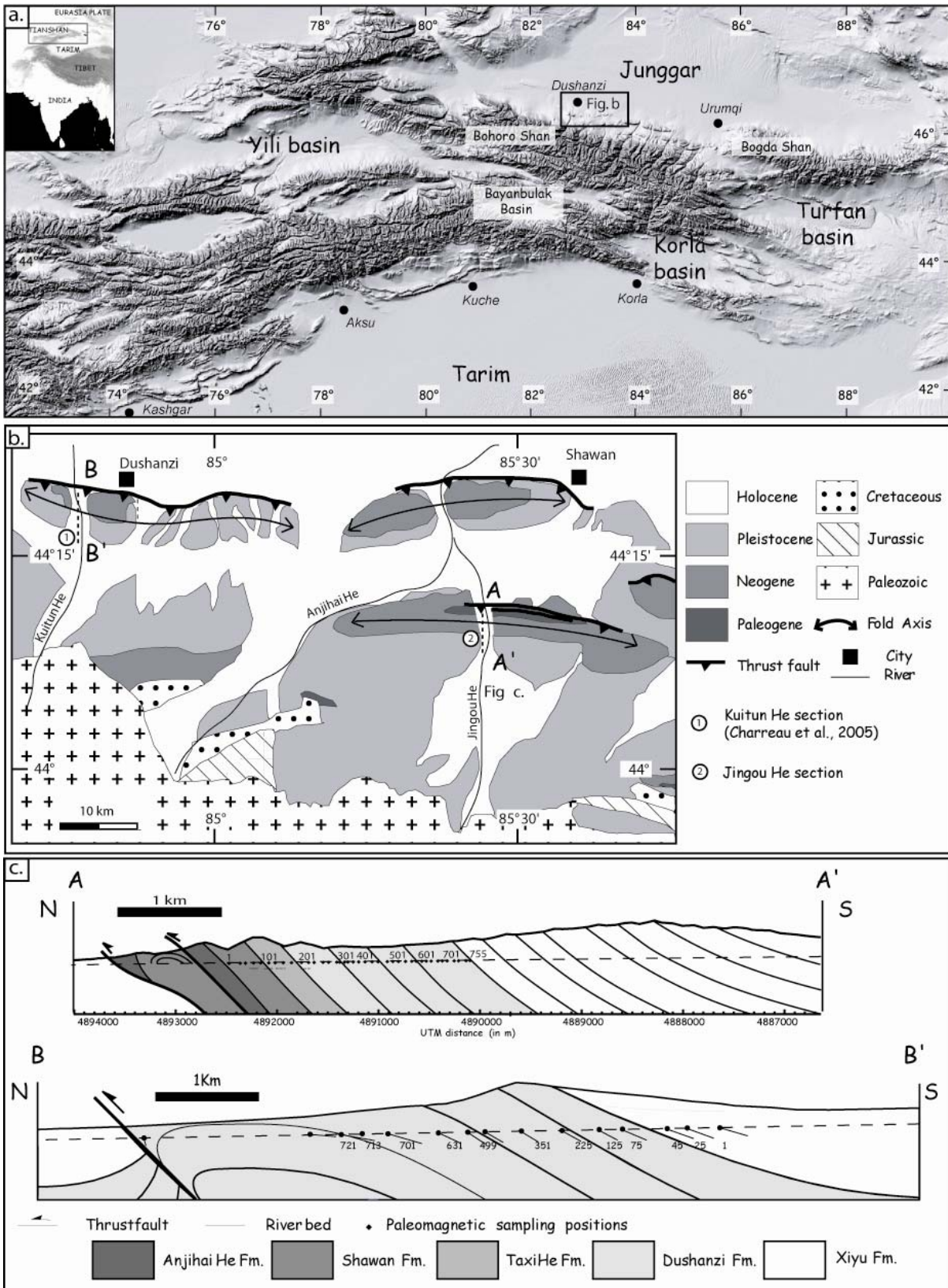
539 oxidation index (f); Soil development index (g); Vegetal cover index (h) and Lacustrine index (i), as
540 a function of depth and time for the Jingou He section.

541

542 Fig. 6. – Variations of Sedimentary environments (a); Accumulation rate (b); Magnetic
543 susceptibility κ (c); Shape parameter T (d). Heavy solid line shows the averages of a sliding
544 window shifted every 50 m; 1σ uncertainties in grey. Total Organic Carbon TOC (e); OM
545 oxidation index (f); Soil development index (g); Vegetal cover index (h); Lacustrine index (i) and
546 Hydrodynamic index (j), as a function of depth and time for the Kuitun He section.

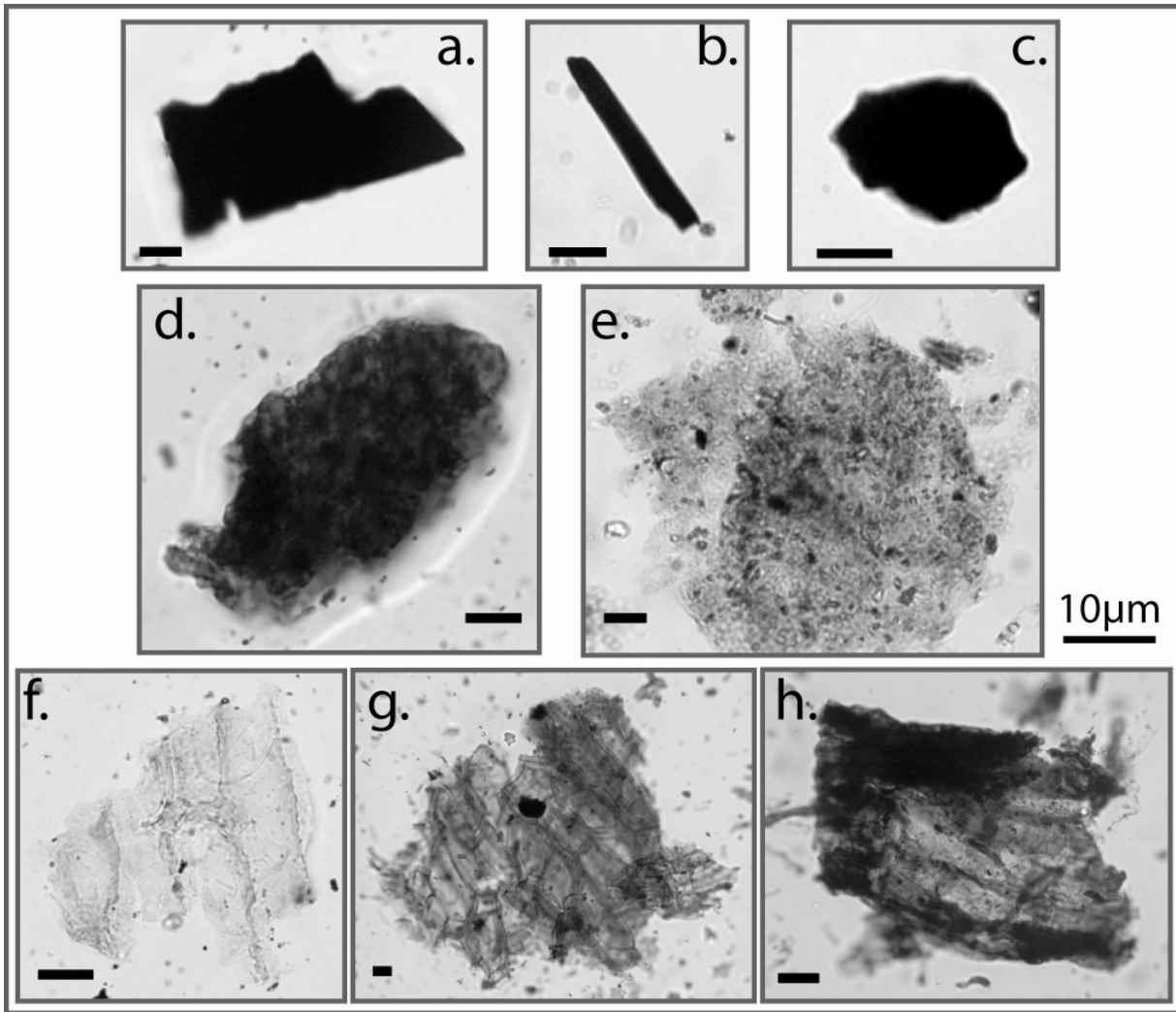
547

548 Fig. 7. – Timescale with on the left side climatic events obtained from the literature and
549 modification of the organic parameters. On the right side geodynamic events obtained from the
550 literature and modifications of the accumulation rate and magnetic parameters.



551

552 **Fig.1.**



553

554 **Fig.2.**

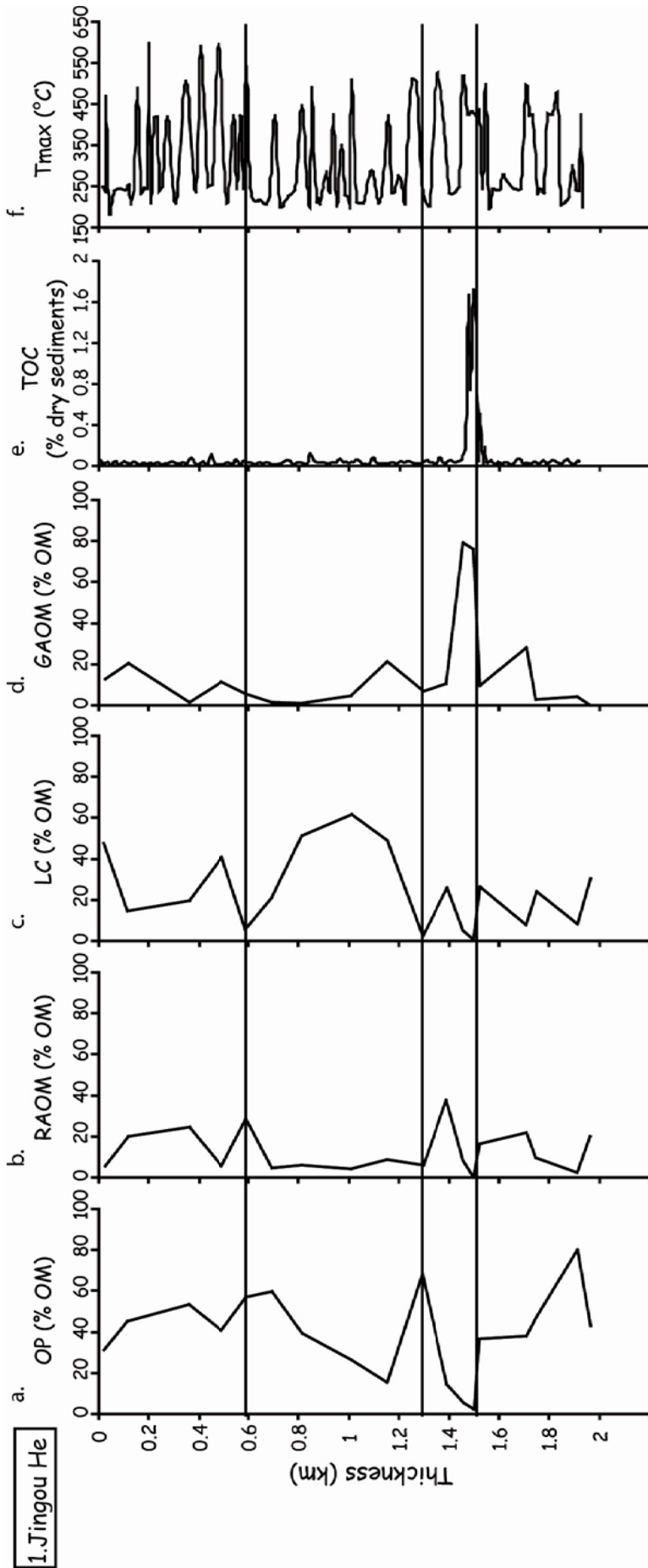


Fig.3.

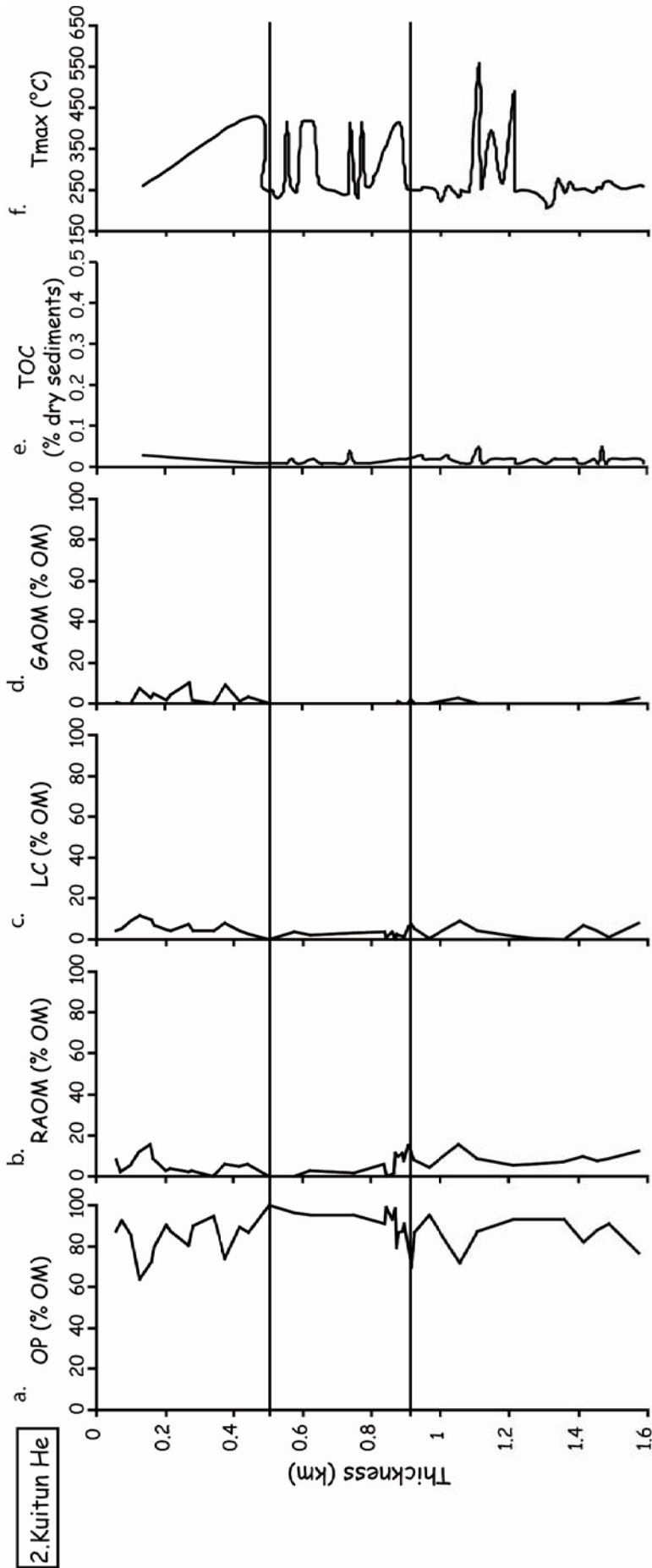
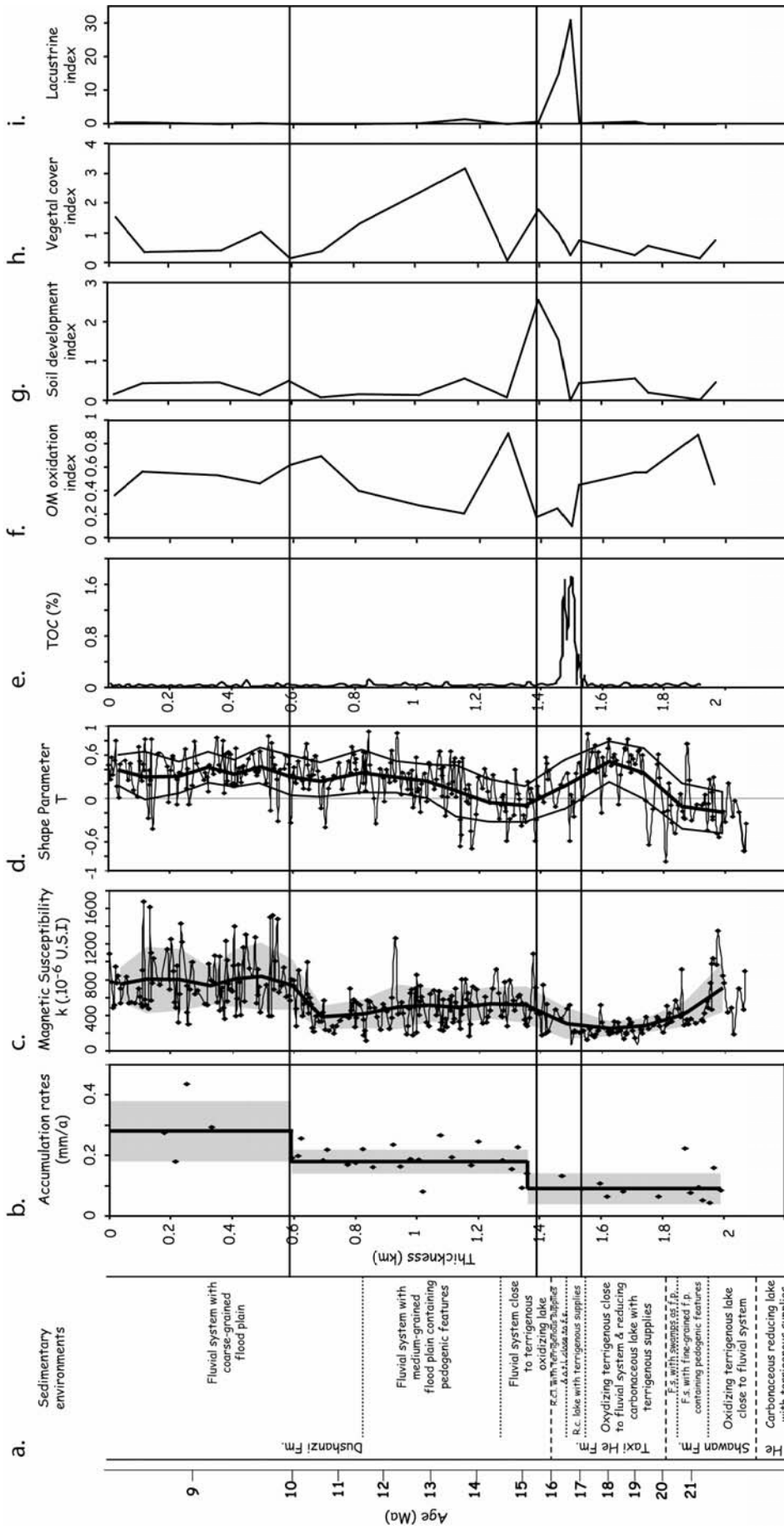


Fig.4.



R.c.l. reducing carbonaceous lake F.s. fluvial system
 O.t.l. oxidizing terrigenous lake F.p. flood plain

Fig.5.

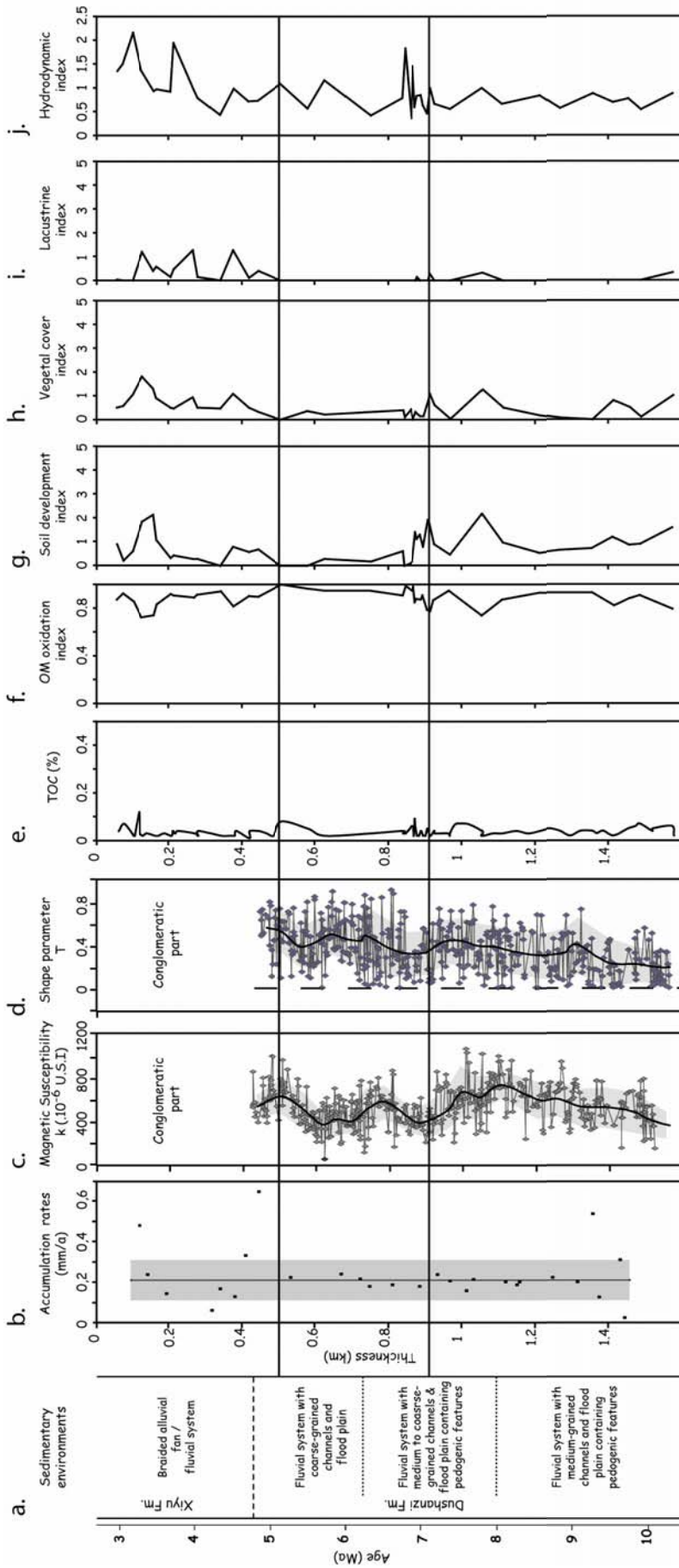
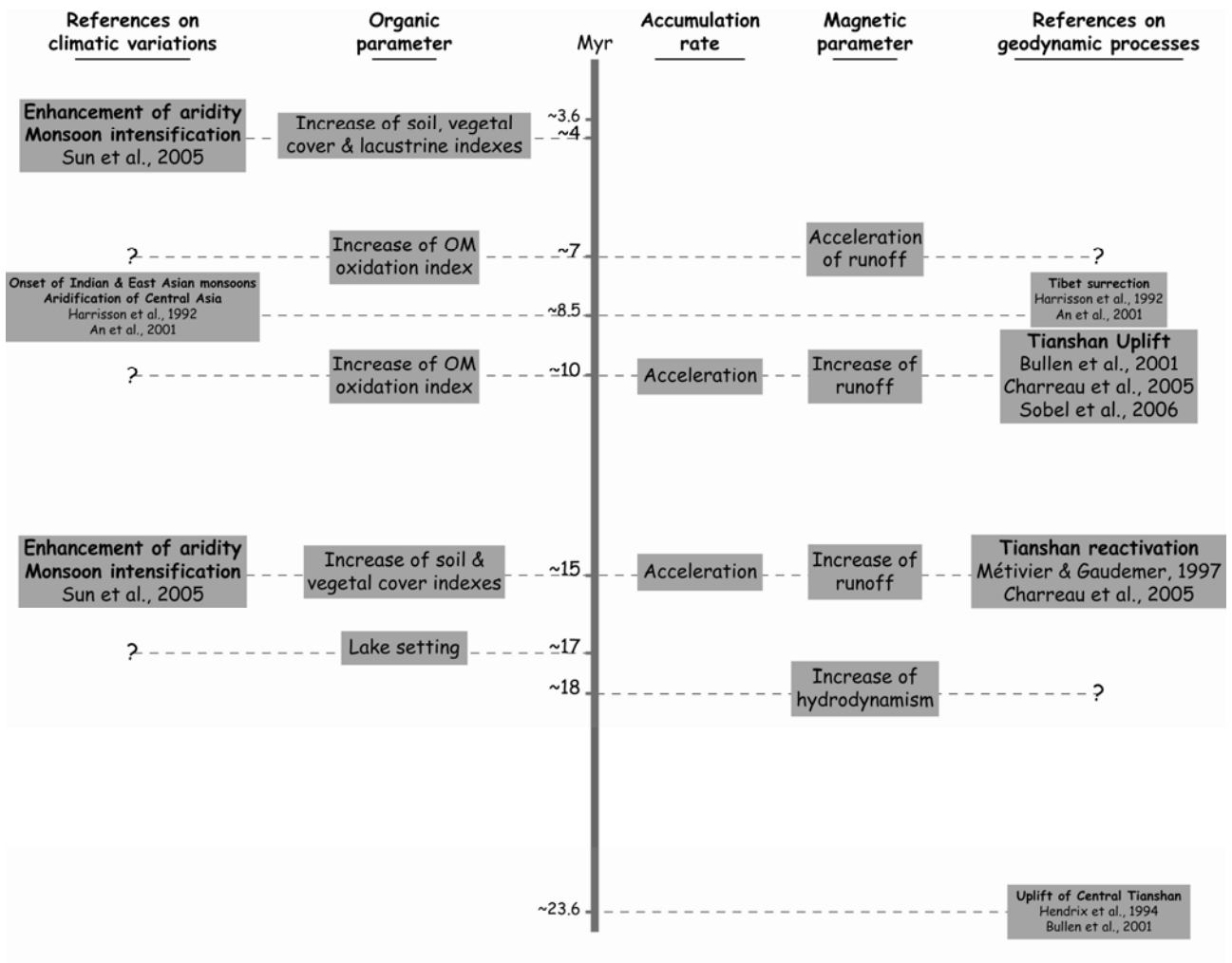


Fig.6.



559

560 **Fig.7.**

Audrey GALLAUD

Interaction Orogenèse – Climat – Erosion en Asie Centrale durant le Cénozoïque : L'impact de la surrection de la chaîne du Tianshan sur le climat dans le bassin du Junggar.

La chaîne du Tianshan s'étend sur ~2800 km en longitude et sépare deux bassins désertiques d'Asie Centrale, le Tarim au sud et le Junggar au nord. Ses reliefs élevés (>7000 m) sont issus d'une réactivation cénozoïque due à la collision Inde-Asie. Cette chaîne forme ainsi une barrière naturelle aux courants atmosphériques d'Asie Centrale et sa surrection a dû avoir un impact sur l'évolution climatique durant le Néogène. Son évolution morphologique est contrôlée par la tectonique et le climat, à plusieurs échelles de temps et d'espace. Le Tianshan est donc un objet naturel pour l'étude des interactions Orogenèse-Climat-Erosion. Le piedmont nord du Tianshan est formé de plis d'avant-pays incisés par des rivières, mettant à l'affleurement des séries fluvio-lacustres cénozoïques des bassins de piedmont, issues de l'érosion de la chaîne. Une étude sédimentologique (faciès, matière organique-MO et minéraux lourds-ML) a été menée trois sites Jingou He, Kuitun He et Ebi Nor, afin de reconstituer les paléoenvironnements depuis 25 Ma. Il a été montré que la composition organique des sédiments n'est pas liée aux environnements sédimentaires. De plus, les palynofaciès exposent des variations climatiques globales, comme les périodes d'aridification connues en Asie Centrale à ~15, 8 et 3 Ma, ainsi que des variations régionales sur le piedmont nord. La confrontation des résultats avec ceux de l'étude du magnétisme des roches permet d'apporter des informations supplémentaires : les variations climatiques sur le piedmont nord seraient dues soit à la tectonique (~20,5; 15,5; 11,5 et 4,5 Ma), soit au climat (~20,5; ~17,5; ~13,8; ~9-8,8; ~4,5 et ~1,2 Ma).

L'étude sédimentaire des séries néogènes du bassin du Junggar révèle que 1) les palynofaciès permettent de décrire l'évolution des environnements, en terme de degré d'humidité/aridité, cela malgré les faibles contenus organiques, 2) la confrontation avec d'autres paramètres permet de proposer une origine tectonique ou climatique aux changements environnementaux, 3) la corrélation entre les 3 sites d'étude montre que ces variations sont au moins d'échelle régionale.

Mots clés: Tianshan, Néogène, matière organique, palynofaciès, paléoenvironnement, paléoclimat

Interaction between Orogeny – Climate – Erosion during Cenozoic in Central Asia: The impact of the Tianshan uplift on the climate in the Junggar basin.

The Tianshan range lies down on ~2800km in Central Asia and separates two desertic basins, the Tarim to the south and the Junggar to the north. Its summits (>7000m) resulted of a later Cenozoic reactivation induced by the India-Asia collision. This range is a natural barrier to the atmospheric circulation in Central Asia and has yielded an impact on the climatic evolution during the Neogene. Its morphologic evolution is due to both tectonic and climate, at several time and spatial scales. Sediments from erosion are trapped in the basins.

The north Tianshan piedmont is composed of fault bend-fold anticlines incised by rivers, which exposes outcrop of Cenozoic fluvio-lacustrine series derived from the erosion of the range. From a multidisciplinary study (facies, organic matter-OM and heavy minerals-HM) on Jingou He, Kuitun He and Ebi Nor sites, we reconstructed palaeoenvironmental and palaeoclimatic evolution since 25Ma. We have shown that OM composition in sediments is not linked to sedimentary environments. Moreover, palynofacies study has revealed global climatic changes, as aridification in Central Asia at ~15, 8 and 3 Ma, and regional changes on northern piedmont. The results confrontation with the magnetic study reveal climatic variations on northern piedmont, due to either regional tectonic (~20.5, 15.5, 11.5 and 4.5 Ma) or climate (~20.5; ~17.5; ~13.8; ~9-8.8; ~4.5 and ~1.2 Ma).

In accordance with palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstructions in Junggar basin during the Neogene, we may conclude 1) palynofacies study revealed high resolution environmental changes, despite poor OM contents, 2) parameters confrontation permitted to propose tectonic or climatic origin and 3) correlation between study sites showed that climate variations are on regional scale or more.

Key words: Tianshan, Neogene, organic matter, palynofacies, palaeoenvironment, palaeoclimate

